

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE
UNTERSUCHUNGEN ZUR
STRATIGRAPHIE DES WÜRMGLAZIALS
IM BEREICH DES
ISAR-LOISACHGLETSCHERS

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität
München

REGINA DREESBACH
MÜNCHEN 02.12.1985

**SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN
ZUR STRATIGRAPHIE DES WÜRMGLAZIALS
IM BEREICH DES ISAR-LOISACHGLETSCHERS**

**Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Fakultät für Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München**

**vorgelegt von
Regina Dreesbach
aus
Düsseldorf / NRW**

München 2. 12. 1985

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Troll
2. Berichterstatter: Prof. Dr. W.-D Grimm

Tag der mündlichen Prüfung: 6.3.1986

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
INHALTSVERZEICHNIS	I
VERZEICHNIS DER TABELLEN	IV
VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN	V
ABKÜRZUNGEN	VI
VORWORT	VII
1. <u>EINLEITUNG</u>	1
2. <u>STRATIGRAPHISCHER ÜBERBLICK</u>	3
2.1. Das Quartär	3
2.2. Das Würmglazial	5
2.3. Korrelation von Würm- und Weichseleiszeit	9
3. <u>DAS UNTERSUCHUNGSGBEIT</u>	10
3.1. Der Loisachgletscher	12
3.2. Der Isargletscher	12
3.3. Geologisch-tektonischer Überblick über das Gebiet des Isar-Loisachgletschers	15
3.4. Der Inn-gletscher westlich von Innsbruck	18
3.5. Geologisch-tektonischer Überblick über das Gebiet des Inn-gletschers westlich von Innsbruck	18
4. <u>UNTERSUCHUNGSMETHODEN</u>	22
4.1. Feldaufnahme	22
4.2. Sedimentpetrographie	22
4.2.1. Qualitative und quantitative Grobsedimentanalyse	23
4.2.1.1. Stand der Forschung	23
4.2.1.2. Probennahme und Wahl der Korngröße	24
4.2.1.3. Bildung der Komponentengruppen	25
4.2.1.4. Rundungsgradanalyse	28
4.2.2. Physikalische Feinsedimentanalyse	30
4.2.2.1. Korngrößenanalyse	30
4.2.2.2. Schwermineralanalyse	31
4.3. Statistik	32

5.	<u>SEDIMENTPETROGRAPHISCHE ERGEBNISSE ZUR LITHOFAZIES IM OBEREN WÜRM</u>	33
5.1.	Auswertung der quantitativen Geröllanalyse	33
5.2.	Auswertung der qualitativen Geröllanalyse	39
5.3.	Auswertung der Schwermineralanalyse	43
6.	<u>STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG RISS- UND WÜRMZEITLICHER ABLAGERUNGEN</u> (unter besonderer Berücksichtigung der sedimentpetrographischen Ergebnisse)	45
6.1.	Rißglazial	47
6.2.	Riß/Würm-Interglazial	54
6.2.1.	Fossile Böden	54
6.2.2.	Limnische Sedimente	55
6.2.3.	Schieferkohlen	55
6.2.3.1.	Definition, Genese, stratigraphische Bedeutung	55
6.2.3.2.	Die Schieferkohlen von Großweil	56
6.3.	Unteres Würm	57
6.3.1.	Interstadiale Schieferkohlen	57
6.3.2.	Interstadiale (interglaziale ?) Feinsedimente	59
6.3.3.	Stadiale Schotter	60
6.4.	Mittleres Würm	63
6.4.1.	Interstadiale Schieferkohlen	63
6.4.2.	Stadiale Schotter	64
6.4.2.1.	Die Schotter von Gstaig	64
6.4.2.2.	Die Schotter von Herrnhäusern, Höfen und Königsdorf	66
6.4.3.	Die Bändertone von Baumkirchen	70
6.5.	Oberes Würm	71
6.5.1.	Vorstoßschotter	72
6.5.1.1.	Vorstoßschotter aus dem zentralen Bereich des Loisachgletschers: "Murnauer Schotter"	72
6.5.1.2.	Vorstoßschotter aus den randlichen Bereichen des Loisachgletschers	78
6.5.1.3.	Fluvioglaziale Schotter aus dem östlichen Würmsee-Gletschergebiet	78
6.5.1.4.	Vorstoßschotter des Isargletschers im alpinen Isartal bei Mittenwald und am Walchensee	79
6.5.1.5.	Vorstoßschotter des Tölzer Gletschers	81
6.5.1.6.	Zusammenfassung	82
6.5.2.	Grundmoränen	82
6.5.3.	Hochwürmglaziale Endmoränen des Isar-Loisach- Vorlandgletschers	91
6.5.4.	Hochwürmglaziale Schmelzwassersedimente	95
6.5.5.	Spätwürmglaziale Rückzugsbildungen	96
6.5.6.	Alpines Spätglazial	101

7.	<u>PALÄOGEOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES MURNAUER RAUMES SEIT DEM AUSGEHENDEN RISSGLAZIAL</u> (unter besonderer Berücksichtigung des Profils von Gstaig	104
8.	<u>ZUSAMMENFASSUNG</u>	115
9.	<u>LITERATURVERZEICHNIS</u>	118
10.	<u>KARTENVERZEICHNIS</u>	139
11.	<u>ANHANG</u>	141
	Lageskizze der Aufschlüsse und Bohrungen	142
	Alphabetisches Aufschlußverzeichnis	143
	Aufschlußbeschreibungen	145
	Fotos	168

VERZEICHNIS DER TABELLEN

Tabelle 1:	Zeitliche Gliederung des Quartärs	4
Tabelle 2:	Stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns	8
Tabelle 3:	Überblick über die häufigsten Gesteinsserien im Einzugsgebiet des Inngletschers	21
Tabelle 4:	Komponentengruppen des Lokalmaterials	26
Tabelle 5:	Komponentengruppen des Fernmaterials	27
Tabelle 6:	Entfernungen der Gletscher vom Inntal bis zum Kalkalpennordrand	34
Tabelle 7:	Geröll- und Geschiebebestand der Grobkiesfraktion hoch- und spätglazialer Sedimente	37
Tabelle 8:	Geröllpetrographische Parameter hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm) in verschiedenen Gletscherteilbereichen	39
Tabelle 9:	Verteilung des Fernmaterials auf die einzelnen petro- graphischen Gruppen im gesamten Untersuchungsgebiet	40
Tabelle 10:	Prozentuale Verteilung des Fernmaterials auf die ein- zelnen petrographischen Gruppen im Gebiet des Loisach- und Ammerseegletschers	42
Tabelle 11:	Schwermineralspektren von Sedimenten des Oberen Würm	44
Tabelle 12:	Stratigraphische Gliederung riß- und würmglazialer Sedimente aus dem Gebiet des Isar-Loisachgletschers	46
Tabelle 13:	Schwermineralspektren riß- bis frühwürmzeitlicher Sedimente	53
Tabelle 14:	Analysenwerte von fossilen Bodenresten aus dem Riß/Würm-Interglazial	54
Tabelle 15:	Sedimentpetrographische Parameter frühglazialer Schotter (Unteres Würm) von Schwaiganger und Gstaig	61
Tabelle 16:	Höhenlage der frühglazialen Loisachschotter	67
Tabelle 17:	Geröllbestand der frühglazialen Loisachschotter (Mittleres Würm) in Stückprozent und ihre durchschnittliche Rundung	68
Tabelle 18:	Sedimentpetrographische Parameter der frühglazialen Schotter (Mittleres Würm) von Gstaig, Herrnhausen, Höfen und Königsdorf	68
Tabelle 19:	Sedimentpetrographische Parameter der Murnauer Schotter	76
Tabelle 20:	Sedimentpetrographische Parameter der Vorstoßschotter aus dem alpinen Isartal	81
Tabelle 21:	Korngrößenparameter von Grundmoränen	84
Tabelle 22:	Rundungsgradspektren von Moränen des Isar-Loisachgletschers	90
Tabelle 23:	Die Rückzugsphasen des Isar-Loisach-Vorlandgletschers	92
Tabelle 24:	Das alpine Spätglazial	103
Tabelle 25:	Alphabetisches Aufschlußverzeichnis	143

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Abbildung 1:	Skizze zur Gliederung des Isar-Loisachgletschers	11
Abbildung 2:	Geologische Übersichtskarte des Isar-Loisach-Gletschergebietes	14
Abbildung 3:	Ausschnitte aus der Geologischen Übersichtskarte der Ost- und Südalpen von BÜGEL (1976)	17
Abbildung 4:	Geologische Übersichtskarte des Innegletschergebietes südwestlich von Landeck	19
Abbildung 5:	Vergleichsbilder zur Bestimmung der Kornrundung	29
Abbildung 6:	Geröll- und Geschiebebestand der Grobkiesfraktion hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm) im Gebiet des Isar-Loisach-Vorlandgletschers	35
Abbildung 7:	Geröll- und Geschiebebestand der Grobkiesfraktion hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm) im alpinen Gebiet des Isar-Loisachgletschers	36
Abbildung 8:	Profil und Schwermineralspektrum der rißzeitlichen Sedimente von Schwaiganger	49
Abbildung 9:	Profil und Schwermineralspektrum der Riß/Würm-interglazialen und spätrißzeitlichen Sedimente von Großweil	51
Abbildung 10:	Profil, Geröll- und Rundungsspektrum riß- und würmzeitlicher Sedimente aus der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH bei Schwaiganger	62
Abbildung 11:	Schematisches Profil, Geröll- und Rundungsspektrum würmglazialer Sedimente aus der Kiesgrube von Gstaig	65
Abbildung 12:	Kornverteilungstypen von Sanden und Kiesen aus frühglazialen Sedimenten (Unteres und Mittleres Würm)	69
Abbildung 13:	Typisches Geröllspektrum der Murnauer Schotter im Raum Murnau - Weilheim	74
Abbildung 14:	Kornverteilungstyp von Vorstoßschottern des Loisachgletschers, sog. "Murnauer Schottern"	77
Abbildung 15:	Profil, Geröll-, Rundungs- und Schwermineralspektrum hochglazialer Sedimente (Oberes Würm) aus der Kiesgrube bei Einsiedel	80
Abbildung 16:	Kornverteilungstypen von kiesig-schluffigen und schluffig-kiesigen Grundmoränen	85
Abbildung 17:	Kornverteilungstyp von sandig-kiesigen Grundmoränen	86
Abbildung 18:	Schematisches Profil aus der Kiesgrube östlich von Habach	88
Abbildung 19:	Schematisierte vertikale und horizontale Sedimentabfolge am Gletscherende, verändert nach VAN HUSEN (1982)	93
Abbildung 20:	Kornverteilungstyp von sandig-kiesigen Endmoränen	94
Abbildung 21:	Korngrößenverteilungen von eisrandnahen Schmelzwassersedimenten von Seeshaupt	97
Abbildung 22:	Entwicklung der spätglazialen Rückzugsbildungen im Grenzgebiet zwischen Ammersee- und Würmseeegletscher nach TROLL (1937)	98

Abbildung 23:	a) Schematisches Profil der Schmelzwassersedimente zwischen Sindelsdorf und Dürnhausen am Nordostrand der Murnauer Mulde	99
	b) Profil, Geröll- und Schwermineralspektrum der spätglazialen Abschmelzschotter (Oberes Würm) von Sindelsdorf und Dürnhausen	100
Abbildung 24:	Lithostratigraphische Gliederung würmzeitlicher Sedimente in der Kiesgrube Gstaig nach sedimentpetrographischen Ergebnissen	107
Abbildung 25:	Quartärgeologische Querprofile durch die ehemalige Rinne zwischen Murnauer und Kocheler Becken, zwischen Schwaiganger und Großweil	111
Abbildung 26:	Quartärgeologische Längsprofile durch die ehemalige Rinne zwischen Murnauer und Kocheler Becken, zwischen Schwaiganger und Großweil	114
Abbildung 27:	Lageskizze der Aufschlüsse und Bohrpunkte	142
Abbildung 28:	Schematische Aufschlußskizze eines Drumlins aus dem Eberfinger Drumlinfeld und Darstellung des Geröllspektrums	149
Abbildung 29:	Profil und Geröllspektrum der Schotter von Taufkirchen	164

ABKÜRZUNGEN

Jahre BP = Jahre vor heute (before present)

PR.NR. = Probennummer

Stratigraphie:

H = Holozän, W = Würm, R = Riß, Q = Quartär

sg = spätglazial, hg = hochglazial, fg = frühglazial

R/W-i = Riß/Würm-Interglazial

W, fg, ii = Frühlwürm-Interstadial

Sedimentbezeichnung:

gm = Grundmoräne, vs = Vorstoßschotter, sk = Schieferkohle

(vgl. auch Legende zu Abb. 25, 26: 110)

Korngrößenbezeichnungen:

T = Ton T, u = Ton, schluffig

U = Schluff U, s = Schluff, sandig

S = Sand S, g = Sand, kiesig

G = Kies G, t = Kies, tonig, etc.

gG = Grobkies, mG = Mittelkies, fG = Feinkies

gS = Grobsand, mS = Mittelsand, fS = Feinsand

Petrographie:

Orthogn. = Orthogneis, Quarzit. = Quarzite + Quarzitschiefer,

Glimmergn. = Glimmergneis, Amphibol. = Amphibolite,

Buntsdst. = Buntsandstein, Kalkschf. = Kalkschiefer,

Serpent. = Serpentin,

Leitgest. = Leitgesteine (Julier- und Berninagranite)

VORWORT

Die vorliegende Dissertation entstand in den Jahren 1982 bis 1985 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. G. TROLL, dem ich für seine wissenschaftliche Betreuung und seine Unterstützung herzlich danke.

Die Anregung zu diesem Thema verdanke ich Herrn Dr. H. JERZ (Bayerisches Geologisches Landesamt), der mit stetem Interesse und lebhaftem Anteil den Fortgang dieser Arbeit unterstützt hat. Erst etliche gemeinsame Geländebegehungen und die zahlreichen anregenden Diskussionen mit Herrn Jerz haben die Arbeit in diesem Umfang ermöglicht. Ich verdanke ihm auch die Möglichkeit zur Teilnahme an Tagungen und Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, durch die ich wertvolle Anregungen und Ratschläge erhielt.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gebührt Dank für die großzügige finanzielle Unterstützung dieser Arbeit. Auch dem Bayerischen Geologischen Landesamt bin ich für die Bewilligung von Mitteln für Aufschlußarbeiten und Bohrungen zu großem Dank verpflichtet.

Die Durchführung der Analysen wurde mir in Labors des Institutes für Mineralogie und Petrographie der Universität München ermöglicht. Für die Unterstützung bei den Schlammanalysen und Eisenbestimmungen schulde ich besonders Herrn Dr. W. GROTENTHALER (Bayerisches Geologisches Landesamt) herzlichen Dank. Herrn Dr. M. SALGER (Bayerisches Geologisches Landesamt) danke ich für die Hilfe bei den Schwermineralanalysen.

Herrn Dr. W. STEPHAN (Bayerisches Geologisches Landesamt) möchte ich für seine Bereitschaft danken, mir Einsicht in die unveröffentlichten Untersuchungsergebnisse zu gewähren.

Die Pollenanalysen verdanke ich Herrn Dr. P. PESCHKE (Universität Stuttgart-Hohenheim). Für die malakologischen Bestimmungen schulde ich Herrn Dr. J. KOVANDA (Geologische Zentralanstalt Prag) Dank.

Herrn Prof. Dr. M.A. GEYH (Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforschung) bin ich für die U/Th-Altersbestimmungen zu Dank verpflichtet.

Herrn Dr. U. MÜNZER und Mitarbeiter (Zentralstelle für Geo-Photogrammetrie, Universität München) danke ich für die stereoskopischen Aufnahmen der Kiesgrube Gstaig.

Der Fa. STRABAG gebührt Dank für die Überlassung von Bohrproben aus dem Liegenden der Kiesgrube Gstaig.

1. EINLEITUNG

Seit den grundlegenden Studien von ALBRECHT PENCK (1882, 1901) über die Vergletscherung der deutschen Alpen gilt das Gebiet des Isar-Loisachgletschers als modellhaftes Beispiel für eine würmzeitliche Glaziallandschaft.

Erst jetzt, ca. 100 Jahre danach, wurde von der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (1983) das Gebiet des Isar-Loisachgletschers - zusammen mit dem des Inn-gletschers - zur Typusregion des Würmglazials erklärt (CHALINE & JERZ 1984). Anlässlich einer Exkursionstagung zum Thema "Würmstratigraphie" im Nördlichen Alpenvorland und Nordalpengebiet wurden neben biostratigraphischen Erkenntnissen auch lithostratigraphische Ergebnisse vorgestellt und diskutiert. In diesem Zusammenhang wurden umfangreiche sedimentpetrographische Untersuchungen an würmzeitlichen Ablagerungen im Gebiet des Isar-Loisachgletschers mit Bezug zum Inn-gletscher durchgeführt, die Gegenstand der vorliegenden Arbeit sind.

Ziel der Untersuchungen ist es, den Stoffbestand der hoch- und spätglazialen Sedimente (Oberes Würm) lithologisch zu erfassen und sie gegen ältere, frühglaziale Bildungen (Unteres und Mittleres Würm) abzugrenzen. Die lithostratigraphischen Ergebnisse sollen unter Berücksichtigung der biostratigraphischen Bezugshorizonte in einer kombinierten, regionalen Bio- und Lithostratigraphie zusammengestellt werden.

Seit etwa 15 Jahren werden jungpleistozäne Ablagerungen im Alpenvorland und Alpengebiet schwerpunktmäßig untersucht, um die Kenntnis über Ablauf und Dauer des Würmglazials (bzw. Weichselglazials) zu erweitern und dem internationalen Forschungsstand anzugleichen.

Die Arbeiten von FLIRI et al. (1970 und später) an den Bändertönen von Baumkirchen ergaben, daß die letzte Vergletscherung der Alpen, das Hochwürmglazial, nur etwa 10 000 Jahre (25 000 - 15 000 Jahre BP) gedauert hat, während das Frühwürmglazial, die Zeit der zunehmenden Klimaverschlechterung, ca. 90 000 Jahre (115 000 - 25 000 Jahre BP) umfaßt. Da jedoch die im Alpenvorland verbreiteten würmzeitlichen Sedimente und Glazialformen größtenteils als Zeugen des relativ kurzen Hochwürmglazials zu deuten sind, stellen sich unter anderem neue Fragen zur Landschaftsentwicklung während des Frühwürmglazials.

Die Untersuchungen von interglazialen und interstadialen Schieferkohlevorkommen im Alpenvorland führten zunächst zu rein biostratigraphischen Aussagen. Im Rahmen der Diplomarbeit und -kartierung (1982) ergaben sich jedoch auch sedimentologische Anhaltspunkte, die eine lithostratigraphische Gliederung des Würmglazials im Gebiet des Isar-Loisachgletschers erfolgversprechend erscheinen ließ. Aus der Verknüpfung von Schieferkohlehorizonten mit Schotterkomplexen ergibt sich, daß es auch im Interglazial und insbesondere im Frühglazial Akkumulationsphasen gab.

Die Typisierung der verschiedenen Schichtkomplexe erfolgte nach sedimentpetrographischen Gesichtspunkten. Besondere Berücksichtigung galt der Überprüfung der geröllanalytischen, morphometrischen, schwermineralogischen und granulometrischen Methoden auf ihre Anwendbarkeit und Aussagekraft für lithostratigraphische und lithofazielle Fragestellungen.

Das Untersuchungsgebiet liegt in Oberbayern südwestlich von München und umfaßt die Region des ehemaligen Isar-Loisachgletschers von den Transfluenzpasssen im Süden (Fernpaß, Seefelder Paß) bis zu den Jugendmoränen im Norden. Schwerpunktartig wurde der Raum Murnau zwischen dem Loisach- und dem Isarvorlandgletscher untersucht.

Das Arbeitsgebiet wird im Westen vom Lech begrenzt und erstreckt sich im Osten bis nach Holzkirchen. Es besitzt eine Breite von ca. 50 km (W-E) und eine Länge von ca. 85 km (S-N); das entspricht einer Fläche von rund 4250 km².

Als Kartengrundlage dienten die topographischen und geologischen Kartenwerke von Bayern im Maßstab 1 : 25 000 und 1 : 50 000 (Kartenverzeichnis in Kap. 10).

Die Aufschlüsse sind in alphabetischer Reihenfolge nummeriert und im Anhang beschrieben (Kap. 11). Im Text sind die Aufschlußhinweise unter dem Lokalitätsnamen mit nachgestellter Aufschlußnummer angegeben (z B. Breinetsried 7). Auf diese Weise sind die Lokalitäten sowohl in der Lageskizze als auch im Beschreibungsteil schnell zu finden.

2. STRATIGRAPHISCHER ÜBERBLICK

2.1. Das Quartär

Das Quartär begann vor ca. 2.3 Mio. Jahren und reicht bis in die geologische Gegenwart. Obwohl es die kürzeste erdgeschichtliche Periode ist, haben die quartären Ablagerungen die weiteste Verbreitung und prägen große Teile der Erdoberfläche. Weltweite Klimaverschlechterungen, die zu längeren Kaltzeiten mit ausgedehnten Vergletscherungen führten, kennzeichnen die Landschaftsgeschichte seit Ende des Tertiärs. Auf der nördlichen Hemisphäre waren Nordamerika und Nordeuropa von großen Inlandeiskappen bedeckt, während sich in den Gebirgen ein ausgedehntes Eisstromnetz bildete.

Ausgehend von der Erforschung des alpinen Vereisungsgebietes ging das Pleistozän durch PENCK & BRÜCKNER (1901/09) als "Das große Eiszeitalter" in die geologische Literatur ein. Die Grenze zum Tertiär ist noch nicht eindeutig festgelegt. In der Regel wird sie mit dem Auftreten erster kaltzeitlicher Faunen- und Florenelemente gezogen. Eine klimatische Grenze ist jedoch ungenau. Es wurde in jüngster Zeit von verschiedener Seite vorgeschlagen, die Grenze Tertiär/Quartär (Tab. 1) mit der paläomagnetischen Umpolung von der GAUSS- zur MATUYAMA-Epoche zu ziehen (SCHWARZBACH 1974: 215, FINK mdl. Mitt. 1980, JERZ et al. 1981: 134).

Innerhalb des Quartärs werden zwei Abschnitte unterschieden:

- das Holozän (Alluvium, Postglazial = Nacheiszeit) und
- das Pleistozän (Diluvium = Eiszeitalter)

Seit PENCK (1882, 1901) und BRÜCKNER (1901/09) im alpinen Vereisungsgebiet nach geomorphologischen Gesichtspunkten, anhand von "Glazialen Serien" und aufgrund von Verwitterungsbildungen mehrere, quartäre Eiszeiten nachweisen konnten, wird das Pleistozän heute in mindestens sechs Kaltzeiten (Glaziale) und entsprechend viele Warmzeiten (Interglaziale) gegliedert. Dabei werden die Pleistozänabschnitte in den verschiedenen Vereisungsgebieten nach den Lokalnamen von Typusregionen benannt. Eine große Aufgabe der Quartärforschung besteht in der Parallelisierung der Kalt- und Warmzeiten über die Grenzen der einzelnen Vereisungsgebiete hinaus.

Tab. 1: Zeitliche Gliederung des Quartärs (nach verschiedenen Autoren)
N = normal, R = revers

Paläomagnetische Epoche		Alpen	N-Europa	N-Amerika
B R U N N H E S (N)	Holozän	Postglazial		
	—10 300			
	Jung-Pleistozän	Würm R/W-I.	Weichsel Eem	Wisconsin Sangamon
	—130 000			
	Mittel-Pleistozän	Riß M/R-I.	Saale Holstein	Illinois Yarmouth
MATUYAMA (R)	—350 000			
	Alt-Pleistozän	Mindel G/M-I. Günz D/G-I.	Elster Cromer Menap Waal	Kansas Afton Nebraska
	—730 000			
	Ältest-Pleistozän	Donau ? Biber	Eburon Tegelen Prätegelen	Präglazial
	—2 300 000			

2.2. Würmglazial

Das Würmglazial war die jüngste der vier großen, von A.PENCK erkannten, quartären Vereisungen im Alpenraum. PENCK (1901: 110) schreibt: "Die Vergletscherung endlich, deren Spuren uns in den Jung-Endmoränen und in den Niederterrassen in großer Frische vorliegen, heißen wir Würm-Vergletscherung nach dem Würmflusse auf dem Münchener Felde, dessen Ufer uns einen Übergang der Niederterrassenschotter in die Jungmoräne bieten werden." Das Gebiet des Isar-Loisachgletschers, in dem die ersten grundlegenden Erkenntnisse über die Würmeiszeit gewonnen wurden, gilt heute - neben dem Inn- und Traungletschergebiet - als die Typusregion für das Würmglazial (CHALINE & JERZ 1984).

Die Gliederung der letzten Eiszeit erfolgte zunächst nach geomorphologischen Kriterien. Man unterschied die äußeren Endmoränen des Maximalstandes von den Endmoränen der Eisrückzugsphasen (PENCK 1882, PENCK & BRÜCKNER 1901/09, ROTH-PLETZ 1917, TROLL 1924, 1925). Dem zugrunde lag die Deutung der Würmeiszeit als einer einzigen Kaltzeit mit lediglich kleinen Klimaschwankungen (BÜDEL 1957, 1960).

KNAUER (1928) und EBERL (1930) gingen hingegen von einer Dreigliederung der Würmeiszeit aus. Ihrer Meinung nach blieb der älteste Gletschervorstoß <W I> hinter einem zweiten Vorstoß <W II> mit maximaler Gletscherausdehnung zurück. Ein dritter Gletscherstand wurde als Rückzugsphase <W III> zwischen <W I> und <W II> (KNAUER 1928), beziehungsweise südlich <W I> (EBERL 1930, EBERS 1955) angesiedelt. Nach dieser Dreigliederung, die heftige Diskussionen auslöste (TROLL 1936, KLEBELSBERG 1938, MACHATSCHEK 1938, GRAUL 1952), wurde bevorzugt die Auffassung einer Zweigliederung der Würmeiszeit vertreten (ZEUNER 1935, RATHJENS 1951, SOERGEL 1937, GERMAN 1959 und SCHAEFER 1940).

Auch KRAUS (1955, 1961) sprach sich für eine Unterteilung der Würmeiszeit aus, als er glaubte, eine "Innerwürm-Verwitterungsperiode" nachgewiesen zu haben, die bei BÜDEL (1957) auf heftige Kritik stieß. IMSCHWEILER (1973) gelang der Nachweis, daß die umstrittene "Innerwürm-Bodenbildung" als Sekundärbildung durch Einschlämmung von Bodenmaterial entstanden war.

Bis heute gibt es keinen Beweis für ein mehrfaches, von Wärmephasen unterbrochenes Vorstoßen der Gletscher bis ins Alpenvorland während der Würmeiszeit. Vielmehr geht man wie PENCK & BRÜCKNER (1901/09), TROLL (1924, 1925, 1936) u.a. von einem kontinuierlichen Eisaufbau aus, der im Hochglazial zur maximalen Eisausdehnung führte.

Durch die Erforschung der weitverbreiteten Moränen- und Schmelzwassersedimente im Alpenvorland gelangte man zu umfassenden Erkenntnissen über den Ablauf des Hoch- und Spätwürmglazials. Unklar blieben hingegen lange die Landschafts- und Klimaentwicklung zwischen dem letzten Interglazial und der Hauptvereisung, sowie die Zeitdauer des Eisaufbaus.

Solange die Auffassung eines mehrgegliederten Würmglazials vorherrschte, sprach man von einer "älteren Würmeiszeit" im Sinne einer älteren und damit frühglazialen Vorlandvergletscherung. Entsprechend wurden die Sedimente als "ältere Würmschotter" bezeichnet, die entweder als "frühglaziale Vorstoßschotter" oder als interstadiale Bildungen - zwischen <W I> und <W II> - interpretiert wurden (KNAUER 1935, EBERS 1955). Nach neueren Ergebnissen kann diese Vorstellung jedoch nicht mehr aufrecht gehalten werden. Die Begriffe sind z.T. irreführend (z.B. "frühglaziale Vorstoßschotter"); sie müssen überprüft und gegebenenfalls durch andere ersetzt werden.

Grundlegende Erkenntnisse zur Gliederung des Würmglazials gelangen FLIRI et al. (1970 und später), als sie im Profil der Gnadenwaldterrasse östlich von Innsbruck anhand von Hölzern aus den Bändertonen von Baumkirchen nachweisen konnten, daß das Innthal 25 000 Jahren BP noch eisfrei gewesen war (BORTENSHLAGER 1983, FLIRI 1983, PATZELT 1983). Ähnliche Daten (27 000 Jahre BP) sind auch von Mondsee bekannt (KOHL 1983). Erst dann begann mit der Bildung von fluvioglazialen Vorstoßschottern die eigentliche, hochglaziale Vergletscherung und das Obere Würm (CHALINE & JERZ 1984).

Das Ende des letzten Interglazial wird heute mit ca. 115 000 Jahre BP angesetzt (JERZ et al. 1981, JERZ & ULRICH 1983 a: 51). Somit verbleiben für die Zeit des Frühglazials ca. 90 000 Jahre, die nur äußerst lückenhaft durch Sedimente belegt sind. Das Frühglazial hat also ungefähr neunmal länger gedauert als das Hochglazial, welches um 25 000 Jahre BP begann und um 15 000 Jahre BP endete.

Die eisfreie Zeit begann im Innthal (Moorprofil vom Lanser See) nach FLIRI (1983) vor 14 000 Jahren und im Traungletschergebiet (Mitterndorfer Becken: Profil Rödschitzer Moos) nach Draxler (1983) vor 15 400 Jahren BP. Die Gegend um St. Moritz (Moor am Lej Marsch) war $13\,850 \pm 490$ Jahre BP eisfrei (SUTER 1981).

Mit Hilfe der Pollenanalyse gelang es Ende der sechziger Jahre in Norddeutschland und in den Niederlanden, innerhalb des Frühglazials mehrere Stadiale (waldlose Kaltzeiten) und Interstadiale (mäßig warme Waldzeiten) zu unterscheiden (AVERDIECK 1967, ZAGWIJN & PAEPE 1968). Auch im alpinen Vereisungsgebiet konnte der Nachweis von frühwürmzeitlichen Interstadialen durch Schieferkohlen und humose Feinsedimente erbracht werden.

Auf der Exkursionstagung der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) 1983 wurde beschlossen, daß Frühwürmglazial in ein "Unteres Würm", bestehend aus den ersten zwei Stadialen und Interstadialen (zweigeteiltes Brørup und Odderade) und in ein "Mittleres Würm", beginnend mit dem dritten Stadal und nach drei bis vier Interstadialen endend, zu gliedern (CHALINE & JERZ 1984). Die Grenze zwischen dem Unteren und dem Mittleren Würm liegt im Profil Samerberg zwischen den Pollenzonen 25/26 (GRÜGER 1979). Das entspricht einem Alter von ca. 75 000 Jahren BP (GROOTES 1977, GRÜGER 1979: 35, s. Tab. 2).

Das "Obere Würm" begann vor ca. 25 000 Jahren mit dem Vorrücken der Gletscher. Es umfaßt das Hoch- und Spätglazial. Die Untergrenze des Oberen Würm konnte im alpinen Vereisungsgebiet biostratigraphisch bisher nicht genau festgelegt werden. Sie wird vorläufig - nach lithologischen Kriterien - "im Profil Baumkirchen östlich Innsbruck mit dem Wechsel von den lakustrischen Tonen zu den darüber folgenden Vorstoßschottern" des Innegletschers gezogen (CHALINE & JERZ 1984: 186). "Diese Grenze korrespondiert in Lößgebieten mit dem Auftreten von *Columella columella* (MART.) und mit dem Übergang von Stillfried B in den darauf folgenden Komplex mit Frostspalten" (CHALINE & JERZ 1984: 186).

Im Spätglazial kam es wiederholt zu Stillstandsphasen der Gletscher (auch "Rückzugsphasen" genannt), die durch Endmoränenstaffeln belegt sind. Die letzten markanten, spätglazialen Rückzugsbildungen des noch aktiven Innegletschers sind in den Moränenwällen der Bühl-Phase bei Kirchbichl im Inntal erkennbar. Danach zerfiel das Eisstromnetz. Im Jüngeren und Mittleren Spätglazial führten erneute Temperaturrückschläge zu kurzzeitigen Vorstößen der Lokalgletscher.

Im Postglazial, vor ca. 10 300 Jahren, erreichten die Gletscher annähernd ihre neuzeitliche Ausdehnung (Stand von 1850).

Die Gliederung der Würmeiszeit in ein Früh-, Hoch- und Spätglazial, bzw. in ein Unteres, Mittleres und Oberes Würm läßt sich auch an den isotopischen Temperaturkurven erkennen (Tab. 2). Neuere Sauerstoff-Isotopen-Untersuchungen an Foraminiferen aus Tiefsee-Sedimenten stammen von SHACKLETON & PISIAS (1985).

Tab. 2: Stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns

(CHALINE & JERZ 1984, GRÜGER 1979, JERZ et al. 1981, MENKE & TYNNI 1984)

Geologische Abschnitte			hocharktisch	subarktisch boreal	temperiert	Alter Jahre BP	Tiefsee - zonen	Pollenzonen nach GRÜGER 1979
POSTGLAZIAL			INTER - STADIALE	10°			1	
OBERES	L	SPÄTGLAZIAL	Alleröd			- 10000 - 15000		
		HOCHGLAZIAL	max. Eisaus - dehnung			- 25000	2	
MITTLERES	A	FRÜHGLAZIAL	Stillfried B Dene - kamp			- 30000		
			Hengelo			- 37000		
			Moers - hoofd			- 46000	3	
			Keller = Dürnten			- 70000 - 75000	4 5a1 5a2	27 - 29 26
			Odderade				5a3 5b	23 - 25 22
UNTERES	M	FRÜHGLAZIAL	Brørup (Amersfoort)			- 86000	5c	17 14 - 16
						- 115000	5d	13
RISS/WÜRM - INTERGLAZIAL			Eem Warmzeit			-130000	5e	2 - 12 1

2.3. Korrelation von Würm- und Weichseleiszeit

Die Würmeiszeit wird im allgemeinen mit der Weichseleiszeit Nordwesteuropas korreliert. Nicht so einstimmig sind die Meinungen über das letzte Interglazial: Während das Eem-Interglazial in Nordwesteuropa durch hohe Anteile thermophiler Elemente gekennzeichnet ist, sind die Sedimente des Riß/Würm-Interglazials im Alpenvorland etwas kühler getönt. Zwar treten auch hier thermophile Florenelemente auf, jedoch in geringerem Maße (HANTKE 1978: 367).

Diese Differenz wird sehr unterschiedlich bewertet: Untersuchungen von GRÜGER (1979: 32) haben gezeigt, "daß die Vegetationsentwicklung während ein und derselben Warmzeit in ganz Mitteleuropa von den gleichen Merkmalen geprägt war". Die regionalen Unterschiede in der Verteilung der einzelnen Arten führt er auf eine "höhenabhängige Vegetationszonierung" zurück. GRÜGER (1979) parallelisiert das Interglazial von Samerberg 1 (Obb.) mit den bereits von BEUG (1979) und DEHM (1979) korrelierten Riß/Würm-Interglazialvorkommen von Zeifen, Eurach und Mondsee und folgert, daß das Eem und das Riß/Würm-Interglazial zeitgleiche Warmzeiten sind. Zu gleichen Ergebnissen kamen auch WELTEN (1981: 200, 1982: 78) für das Interglazial von Meikirchen bei Bern und KLAUS (1976, 1983) für das Interglazial von Mondsee.

Grundlegend anderer Ansicht ist FRENZEL (1973, 1978, 1983 a). Er möchte die Vorkommen von Samerberg 1 und Eurach mit dem vorletzten Interglazial (= Holstein) korreliert wissen und anerkennt als eemzeitliche Bildung lediglich die von Zeifen. Das Riß/Würm-"Interglazial" hält er für jünger als das Eem und billigt ihm zudem nur interstadialen Charakter zu. Diese Ansicht führt FRENZEL (1983 a: Abb. 5) zu einer neuen "Südmittleuropäischen Jungpleistozän-Stratigraphie". Danach umfaßt das Würmglazial als Äquivalent des Weichselglazials die alpine Würmvereisung PENCKs und ein jüngerer Riß; das Riß/Würm wäre danach als interstadiale Klimaverbesserung innerhalb des Weichselglazials anzusehen.

Die pollenanalytische Diskussion muß Paläobotanikern überlassen bleiben. Was aber die lithostratigraphischen Ergebnisse im ehemaligen Vereisungsgebiet des Isar-Loisachgletschers betrifft, sieht die Verfasserin keine Möglichkeit diese in Einklang mit der stratigraphischen Auffassung FRENZELS zu bringen. Im Gegenteil werden bei einem solchen Versuch unüberbrückbare geologische Widersprüche erkennbar.

Die zeitliche Stellung des Eem- und Riß/Würm-Interglazials könnte durch weitere U/Th-Datierungen zufriedenstellend geklärt werden. Für das geologisch unbestrittene Riß/Würm-Interglazial von Großweil ermittelte VOGEL (1982) U/Th-Alter von $116\,000 \pm 7\,800$ Jahren BP (s. Kap. 6.2.3.2.). Das entspricht den Eem-Altern aus Nordeuropa und den Daten der marinen Stratigraphie.

3. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Das Gebiet des Isar-Loisachgletschers bot sich für eine lithostratigraphische Untersuchung würmzeitlicher Sedimente aus mehreren Gründen an:

- Seit PENCK (1882) und PENCK & BRÜCKNER (1901/09) gehört das Gebiet des Isar-Loisachgletschers zu den klassischen Regionen der Eiszeitenforschung und gilt als modellhaftes Beispiel für eine würmzeitliche Glaziallandschaft. Es wurde 1983 von der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) - neben dem Inngletschergebiet - zur Typusregion erklärt.
- Die Untersuchungen zahlreicher Schieferkohlevorkommen führten seit 1953 (HELGA REICH) zu einer biostratigraphischen Gliederung des Würmglazials.
- Der Beginn des Hochglazials (Oberes Würm) und das Vorstoßen der Gletscher bis ins Alpenvorland ist durch den Einfluß des Inngletschers und das damit verbundene Auftreten kristalliner Gesteine lithostratigraphisch gut faßbar.

Der Isar-Loisachgletscher wurde im Hochglazial zwischen Seefelder Paß und Buchener Sattel und über den Fernpaß von Eisströmen des Inngletschers gespeist. Zusammen mit Lokaleis bildete sich ein ausgedehntes Eisstromnetz (WEINHARDT 1973), aus dem nur die Gipfelregionen der Hauptkämme herausragten.

Am Alpennordrand strömten Eismassen aus dem Isartal, über den Kesselberg und aus dem Loisachtal ins Alpenvorland und vereinten sich zum Isar-Loisach-Vorlandgletscher, dessen ehemalige Ausdehnung an den äußeren Endmoränenkränzen gut erkennbar ist (Abb. 1).

Grundlegende Arbeiten über den Isar-Loisachgletscher stammen von PENCK (1882), PENCK & BRÜCKNER (1901/09), AIGNER (1910, 1913), ROTHPLETZ (1917), TROLL (1925, 1937), EBERS (1926, 1934), KNAUER (1928, 1929, 1931, 1935), JERZ (1969, 1979, 1983 b), JERZ & ULRICH (1966, 1983 a) u.a.



Abb. 1: Skizze zur Gliederung des Isar-Loisachgletschers
 ➔ Hauptfließrichtung der Eisströme

3.1 Der Loisachgletscher

Im Hochglazial (Oberes Würm) strömten mächtige Eismassen des Inngletschers "über den noch nicht von Bergsturztrümmern überschütteten Fernpaß" (früher ca. 900 m, heute 1210 m) ins Lermoos-Ehrwalder Becken (HANTKE 1983 :54). Sie vereinten sich mit Lokaleis aus den östlichen Lechtaler Alpen, dem Mieminger Gebirge und dem Wettersteingebirge (Partnachgletscher) und bauten den Loisachgletscher auf. Dieser durchquerte, dem präwürmzeitlichen Flußlauf der Loisach folgend, die Nördlichen Kalkalpen (Abb. 2).

Der Loisachgletscher stand im Westen über den Sattel von Lahn (1112 m NN) und durch das Neidernach-Planseetal mit dem Lechgletscher in Verbindung und speiste über den Ettaler Paß (877 m NN) den Ammergletscher. Im Osten hing er zwischen Partenkirchen und Klais, sowie im Finzbach- und Eschenlaineital mit dem Isargletscher zusammen (Abb. 2).

Am Alpennordrand breitete sich der Loisachgletscher aus und erodierte das trichterförmige Murnauer Becken. Die nördliche Begrenzung des Stammbeckens bildet der steilstehende Südflügel der Murnauer Molassemulde. Auch das Gebiet zwischen Staffel- und Riegsee im Kern der Murnauer Mulde ist glazial übertieft. Es bildet heute eine typische Grundmoränenlandschaft mit mächtigen Vorstoßschottern.

Der Loisachgletscher reichte am weitesten nach Norden. Seine Endmoränen umsäumen das Ammerseebecken, welches heute noch den zunehmend verlandenden Ammersee, den Pilsen- und Wörthsee beherbergt. Nach seinem Zungenbecken wird der Loisachgletscher im Vorland häufig auch "Ammerseegletscher" genannt.

Ebenso wie das Loisachtal waren auch das Stamm- und Zungenbecken präwürmzeitlich (Riß- bis Mindelglazial) angelegt und mit zum Teil mächtigen quartären Lockersedimenten verfüllt, die der Loisachgletscher beim Austritt aus den Alpen an seiner Basis wieder mühelos ausräumen konnte. Die Umlagerung läßt sich in den würmzeitlichen Ablagerungen vor allem an der verhältnismäßig guten Rundung der Grobkieskomponenten aufzeigen.

3.2. Der Isargletscher

Ein weiterer vom Inngletscher abzweigender Eisstrom drang zwischen Seefelder Paß (1185 m) und Buchener Sattel ins Wetterstein- und Karwendelgebirge ein. An dem 2198 m NN hoch aufragenden Arnspitzenmassiv wurde der Gletscher aufgespalten.

Der Haupteisstrom floß bei Scharnitz durch die Porta Claudia ins enge Isartal, während der kleinere Eisstrom dem

ca. 100 m höher gelegenen Leutaschtal folgte (JERZ & ULRICH 1966: 59). Südlich von Mittenwald vereinten sich die beiden Eisströme wieder. Zusammen mit Lokalgletschern aus dem Wetterstein- und Karwendelgebirge (z.B.: Gais- und Puitental, Hinterau- und Karwendeltal) bildeten sie den Haupteisstrom des Isargletschers (Abb. 2). Dieser teilte sich zwischen Krün und Wallgau.

Der größere Gletscher, Isargletscher im engeren Sinn, floß durch das Walchenseebecken über den Kesselberg (858 m) ins Kocheler Becken. Im Tischberggebiet (696 m NN), einer noch vom Eis überschliffenen Molasseerhebung, spaltete sich der Gletscher in zwei große Eislappen (JERZ 1969: 40). Den westlichen Teil bildete der Würmseegletscher, dessen Zungenbecken heute noch den Würm- bzw. Starnberger See beherbergt. Der östlich anschließende Wolfratshausener Gletscher schürfte ein in mehrere Zweigbecken gegliedertes Zungenbecken, das Wolfratshausener Becken, aus (Abb. 1).

Wie im Würm- und Ammerseebecken bildete sich auch hier im ausgehenden Hochglazial ein Schmelzwassersee, der jedoch schon zu Beginn des Spätglazials auslief, als die Isar die Endmoränen von Schäftlarn durchbrach (Kap. 6.5.4.).

Ab Wallgau floß der Rest des Isargletschers, im folgenden Tölzer Gletscher genannt, nach Osten durch die Sylvensteintalung dem heutigen Isartal folgend. Er erhielt eine starke Eiszufuhr aus dem Karwendelgebirge vom Rißbachgletscher. Der Zusammenfluß beider Gletscher bewirkte bei Vorderriß eine Übertiefung von bis zu 350 m (FRANK 1979).

Eine weitere Eiszufuhr erhielt der Tölzer Gletscher über das Jachental aus dem Walchenseegebiet. Beim Austritt aus den Alpen schürfte der Eisstrom das Tölzer Becken aus, welches im Spätglazial von einem Schmelzwassersee erfüllt war.

Die Eishöhe des Isar- und Loisachgletschers betrug im Arnspitzmassiv mindestens 1820 m NN, an der Brunnenstein Spitze 1900 m NN (JERZ 1966), nordöstlich von Partenkirchen am Rotenkopf 1510 m NN (DOBEN 1975), bei Wallgau 1550 m NN, über dem Walchensee 1500 m NN und bei Eschenlohe noch ca. 1450 m NN (PENCK 1901). Die Eishöhe sank von 1100 m - 1200 m am Alpenrand auf rd. 650 m an den Endmoränen (JERZ 1985). Daraus läßt sich ein Gefälle der Gletscheroberfläche von ca. 1.5-1.0% ermitteln (vgl. WEINHARDT 1973, KÖRNER 1983).

Die glaziale Überprägung der präglazialen Flußrinnen von Isar und Loisach ist an den U-förmigen Talquerschnitten, der starken Übertiefung (BADER 1979, FRANK 1979) und den Hängetalarmündungen der Nebenflüsse eindeutig nachweisbar (PENCK 1901: 193). Die starke Seitenerosion wird heute noch durch Gletscherschliffe an der Ostflanke der Arnspitze, am Westabfall des Karwendels und nördlich von Wallgau dokumentiert. Auch am Deckenschotter von Berg und Schäftlarn im Alpenvorland sind Gletscherschliffe vorhanden (EBERS 1934).

3.3. Geologisch-tektonischer Überblick über das Gebiet des Isar-Loisachgletschers

Zwischen den Alpen und den Endmoränen des Isar-Loisachgletschers breiten sich mächtige quartäre Sedimente aus, die nur an einigen exponierten Stellen den tertiären Untergrund, die ungefaltete Molasse oder Vorlandmolasse frei geben. Die höchsten Erhebungen sind der Hohenpeißenberg (988 m NN) und der Tischberg (696 m NN; Abb. 2, 3). Sie bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln, die als Reste eines vom Eis zerschnittenen, miozänen Schuttfächers (Obere Süßwassermolasse) gedeutet werden (JERZ 1969).

Tektonisch beginnt der Alpennordrand mit der Faltenmolasse, die im Untersuchungsgebiet als Doppelmulde ausgebildet ist. Westlich der Loisach unterscheidet man die Rottenbucher und Murnauer Mulde, östlich die Nonnenwald- und Penzberger Mulde. Sie sind vorwiegend aus Konglomeraten und Sandsteinen des Unteren Eger (Chatt) aufgebaut, die teils der Unteren Süßwassermolasse, teils der Unteren Meeresmolasse (Bausteinschichten) angehören (SCHMIDT-THOMÉ 1968: 12). Die steilstehenden Muldenflügel treten morphologisch als Härtlingsrippen in Erscheinung.

Die südlich anschließende Zone des Helvetikums ist auf kaum 1 km Breite reduziert, eng gefaltet und schlecht aufgeschlossen. Erwähnenswert sind lediglich glaziale Rundhöcker aus Schrätenkalk und glaukonitischem Sandstein (mittlere Kreide) im Murnauer Moos ("Murnauer Kögel") oder im Kocheler Moos (Geistbühl) sowie Vorkommen von Nummulitenkalk, der früher bei Enzenau abgebaut wurde (SCHMIDT-THOMÉ 1968: 16f.).

Erst durch den Flysch tritt der Alpenrand auch morphologisch in Erscheinung. Gesteine der Unteren (Untere Kalkgruppe, Glaukonitquarzite) und Oberen Kreide (Obere Kalkgruppe, Reiselberger Sandstein) bilden sanfte Gebirgsformen, sogenannte Vorberge, die im "Hörnle" Höhen von 1548 m NN erreichen können.

Südlich der Flyschzone erstrecken sich bis zum Inntal die Nördlichen Kalkalpen mit ihren schroffen und oft bizarren Gebirgsstöcken. Sie werden aus mächtigen, mesozoischen Karbonatgesteinen aufgebaut, die deckenförmig übereinander gestapelt sind. Von Norden nach Süden unterscheidet man die Allgäu-Decke (Tiefbajuvarikum), die Lechtal-Decke (Hochbajuvarikum) und die Inntal-Decke (Tirolikum), wobei die mittlere in mehrere Faltenstrukturen untergliedert wird: Großer Muldenzug, Synklinorium, Wamberger Sattel und von West nach Ost die Holzgauer Mulde, die Puitentalzone und die Karwendelmulde (GWINNER 1971: 237-240).

Die Schichtfolge beginnt im Anis mit den Reichenhaller Schichten und endet mit Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten des "Randcenoman" (K. MÜLLER 1973). Die Basissedimente des Permoskyth fehlen. Die größte Verbreitung besitzen der Wettersteinkalk (Ladin) und der Hauptdolomit (Nor), die auch entsprechend stark in den quartären Sedimenten vertreten sind. In geringerem Maße kommen Gesteine der Raibler Schichten (Karn), des Plattenkalks (Nor) und der Kössener Schichten (Rät) vor. Komponenten aus den jurassischen (Allgäu Schichten, Hierlatzkalk) und kretazischen (Neokom-Aptychen-Schichten) Schichtgliedern der ostalpinen Zone sind in den würemzeitlichen Geröllspektren nur sehr selten vertreten.

Neben den Decken- und Faltenstrukturen, die annähernd W-E verlaufen und von zahlreichen Längsstörungen begleitet werden, sind die Diagonalstörungen zu erwähnen. Es handelt sich um NNE-SSW-streichende Blattverschiebungen (Loisach-Störung), an denen die östlichen Teile staffelartig nach Norden versetzt wurden; daneben kommen auch NNW-SSE-streichende Störungen (Ammer-Störung) vor (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931). Durch die intensive Gefügeauflockerung begünstigten sie entscheidend die Anlage des Gewässernetzes und die glaziale Überprägung. Sowohl Isar und Loisach als auch der Inn folgen über weite Strecken solchen Störungen.

Geologische Übersichtskarte der Ost- und Sudalpen

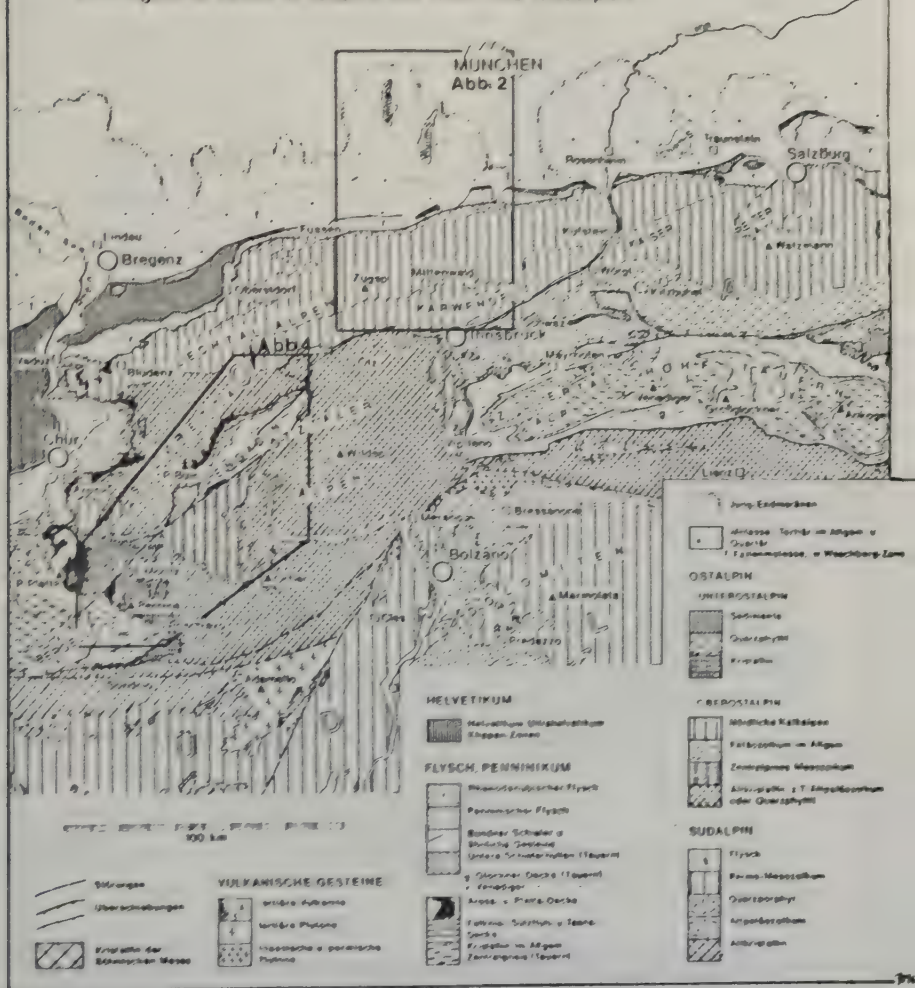


Abb. 3: Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte der Ost- und Südalpen von BÜGEL 1976 (BÜGEL & SCHMIDT 1976: Falttafel 1)

3.4. Der Inngletscher westlich von Innsbruck

Durch den Einbruch des Mera/Adda Systems im Jungtertiär bis Altquartär wurde dem Inngletscher ein wichtiges Nährgebiet im ehemaligen Talabschluß entzogen. Die Vergletscherung des Haupttales war somit vom Wachstum der Seitengletscher abhängig, die aus der Berninagruppe (Val Bernina, Val Roseg, Val Vedoz) und aus der Err-Juliergruppe (Val Bever) kommend, im Oberengadin zu einem großen Eisstrom zusammenflossen (HANTKE 1983: 80). Kleine Seitenarme drangen über den Bernina Paß (2236 m NN) ins Puschlav und über den Maloja Paß (1815 m NN) ins Bergell und verstärkten den Addagletscher. Im Gebiet der Münstertaler Alpen und über den Reschenpaß (1517 m NN) kam es zu Transfluenzen zum Etschgletscher (HEUBERGER 1975: 11; s. Abb. 4).

Aus dem Kaunertal mündete der Gepatschgletscher ins Innental. Zusammen mit rechtsseitigem Inneis floß er südlich über den Pillersattel (1558 m NN) und vereinte sich mit dem Pitzgletscher.

Der Haupteisstrom folgte dem Innthal bis Landeck, wo er den Trisannagletscher aus der östlichen Silvretta-Gruppe und den Rosannagletscher aus dem Ferwall auf die linke Talseite abdrängte. Bei Imst teilte sich der Gletscher: Das "Sanna-Eis" (Rosanna- und Trisannagletscher) und ein Teil des Inneises wurde nach Norden ins Gurgltal gedrängt. Der größte Teil floß von dort über den Fernpaß (900 m NN) und speiste den Loisachgletscher, während ein Seitenarm nach Osten über den Sattel von Holzleiten (1087 m NN) zwischen Mieminger Gebirge und Ischirgant vorstieß (Abb. 2, Abb. 4).

Im Innthal selbst kam es durch den Zusammenfluß mit Oetz- und Melachgletscher zu einem mächtigen Eisstau. Zwischen Seefeld der Paß und Buchener Sattel drangen Eismassen ins Isartal; eine kleine Transfluenz erfolgte über den Achenpaß zum Tölzer Gletscher. Der Haupteisstrom im Innthal bildete nördlich von Rosenheim den Inn-Vorlandgletscher (Abb. 3).

3.5. Geologisch-tektonischer Überblick über das Gebiet des Inngletschers westlich von Innsbruck

Die Talanlage des Engadins ist auf das Bergeller-Engadiner Störungssystem zurückzuführen, welches im älteren Miozän bei der penninischen und ostalpinen Deckentektonik entstand. Schon seit dem Tertiär verlaufen die Entwässerungswege entlang dieser tektonisch vorgezeichneten Talanlagen (Val Salsau-, V. Saluver-, V. Bernina-, V. Roseg- und Murettopaß-Störung). Durch die mehrfach vorstoßenden Gletscher wurden im Quartär die Talböden ausgeweitet oder durch die Schmelzwässer stark eingetieft (HANTKE 1983: 79).

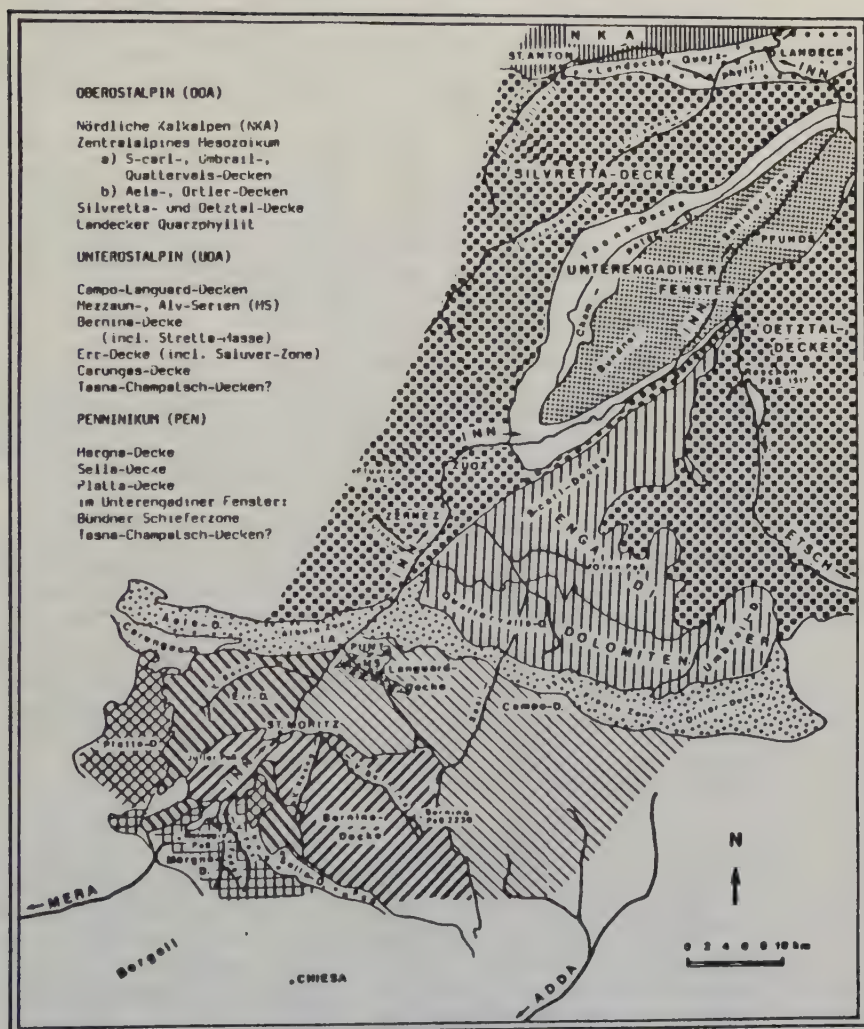


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte des Inn-gletschergebietes südwestlich von Landeck (nach GWINNER 1971: Abb. 307, 308)

Ein großer Teil des Einzugsgebietes des Inngletschers wird von der Silvretta- und Oetzthal-Decke gebildet (Abb. 4), die zur altkristallinen Basis der Nördlichen Kalkalpen und damit zum oberostalpinen Sockel gehören (GWINNER 1971: 213). Sie bestehen vorwiegend aus Glimmerschiefern, Amphiboliten und Hornblendgneisen sowie aus Granit-, Granodiorit- und Tonalitgneisen (Tab. 3).

Die permomesozoische Sedimentbedeckung wurde zum Teil in die alpidische Deckenbildung (Scarl-, Umbrail- und Quattervals-Decke) einbezogen, blieb aber mit der Silvrettamasse in Verbindung. Die Schichtfolge dieses zentralalpinen Mesozoikums reicht vom Permoskyth bis zur Unteren Kreide und baut die Engadiner Dolomiten auf. Petrographische Unterschiede zu den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen bestehen kaum und lassen sich im Geröll nicht erkennen.

Den Nordrand des Altkristallins bildet der Landecker Quarzphyllit, der aufgrund seiner Beziehung zum Silvrettakristallin als oberostalpine Einheit gedeutet wird (GWINNER 1971: 214, 254). Es gibt sämtliche Übergänge zwischen den Phyllitgneisen der Silvretta-Decke und den diaphthoritischen Landecker Quarzphylliten (PURTSCHELLER 1978).

Im Unterengadiner Fenster kommt durch Aufwölbung und Erosion der oberostalpinen Decken die penninische Unterlage zum Vorschein. Der zentrale Teil besteht aus "Basalen Bündner Schiefern". Darüber folgen die Schuppenzone von Champatsch, eine Ophiolith-Decke, die Tasna-Decke und eine hangende Ophiolith-Serie, die der Platta-Arosa-Einheit im Westen entspricht (BÜGEL & SCHMIDT 1976: 82). Die Tasna-Decke besteht aus Graniten (große Ähnlichkeit zu Juliergraniten!), Mischgneisen, Amphiboliten und mesozoischen Sedimenten, während die Champatsch-Serie tektonisch verschuppte Karbonate der Trias, Marmore des Jura und der Kreide sowie Flyschgesteine und Ophiolithe enthält.

Im Oberengadin haben unterostalpine Decken die größte Verbreitung: Carungas-Decke (mesozoische Teildecke der Err-Decke), Err-Bernina-Julier-Decken und Campo-Languard-Decke. Die Err- und Bernina-Decken bestehen aus Migmatiten, praealpidischen Gneisen, Glimmerschiefern, Phylliten, permokarbenen Porphyren sowie permoskythischen Konglomeraten, Quarziten und rhyolithisch-andesitischen Ergußgesteinen (Tab. 3). Charakteristisch sind grüne, alpidisch metamorphe Juliergranite und rote Alkaligranite (CORNELIUS 1935), die als Leitgeschiebe des Inngletschers gelten (Tab. 4).

Penninische Einheiten treten vor allem in der Margna-Decke auf, die im Liegenden aus Muretto-Kristallin (Gabbros, Amphibolite, Quarzite) und im Hangenden aus Fedoz-Kristallin (Granit- und Paragneise) besteht. Phyllite, Monzonite und Granitgneise der Sella-Decke, sowie Gesteine der Platta-Decke (Ophiolithe) spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Tabelle 3: Überblick über die häufigsten Gesteinsserien im Einzugsgebiet des Inngletschers.
(OOA = Oberostalpin, UOA = Unterostalpin, PEN = Penninikum)

GEOLOGISCH-TEKTONISCHE EINHEITEN	GESTEINSSERIEN
Landecker Quarzphyllit	Quarzphyllite und Phyllitgneise
Silvretta- und Getztal-Decke	Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Hornblendegneise, Granit-, Granodiorit- und Tonalitgneise, Marmore, Ganggesteine und Pseudotachylite
Zentralalpines Mesozoikum Scarl-, Umrail- Quartervals-Decke	vorwiegend Karbonate vom Permoskyth bis zur Unterkreide, keine wesentlichen Unterschiede zu den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen
Unterengadiner Fenster	"Bündner Schiefer": Tonschiefer, Kalk- und Kalkglimmerschiefer, Quarzite
Tasna-Champatsch-Decke	Ophiolith-Serie mit Serpentiniten und Radiolariten
<u>Oberengadin</u>	Granite, Mischgneise, Amphibolite, mesozoische Sedimente
Err-Bernina-Decken	Migmatite, Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, grüne, alpidisch metamorphe Granite ("Juliergranite"), rote Alkaligranite, Diorite, Tonalite und Syenite;
Campo-Languard-Decke	permo-karbone Porphyre, permoskythische Konglomerate, Quarzite und rhyolithisch-andesitische Ergußgesteine
Margna-Decke	Phyllite, Paragneise, Anatexite, Amphibolite, Marmore
	Murello-Kristallin: Gabbros, Amphibolite, Quarzite
	Fedoz-Kristallin: Granitgneise, Paragneise

4. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

4.1. Feldaufnahme

Das Beprobungsgebiet erstreckt sich von den Transfluenzpässen im Süden bis zu den Endmoränen und den mit ihnen verknüpften Schotterfluren im Norden. Aufgrund der Verbreitung der würmzeitlichen Ablagerungen liegen die Aufschlüsse bevorzugt am Alpenrand. Dort konnten die Proben in dichten Abständen genommen werden. Dabei wurden an stratigraphisch bedeutsamen Stellen Schwerpunkte gesetzt, um eine kombinierte Bio- und Lithostratigraphie für das Würm aufzustellen.

In den alpinen Tälern gestaltete sich die Suche nach geeigneten Aufschlüssen hingegen etwas schwieriger. Zum einen kam es innerhalb der Alpen nur an wenigen Stellen zu Akkumulationen; vorwiegend wurde durch die Kraft des Eises und der Schmelzwässer erodiert. Zum anderen kam es im Spät- und Postglazial verstärkt zu Massenbewegungen (Fließerden, Hangrutschungen, Bergstürze).

In den Sommermonaten 1982 - 1985 konnten 69 Aufschlüsse und 2 Forschungsbohrungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes aufgenommen und bearbeitet werden (Abb.27, Kap.11). Ferner stellte mir Herr Dr. W. STEPHAN (Bayer. Geol. Landesamt) weiteres Probenmaterial zur Verfügung.

Die Aufschlüsse (vorwiegend Kiesgruben, aber auch Straßen- und Bachanrisse) sind im Anhang beschrieben. Die Ansprache im Gelände wurde durch umfangreiche sedimentpetrographische Feld- und Labormethoden ergänzt.

Die Höhen über NN wurden entweder aus den topographischen Karten 1: 25 000 abgelesen oder barometrisch mit dem Thommenaltimeter eingemessen. Zum Teil standen auch Nivellierdaten der Fa. STRABAG und des Bayerischen Geologischen Landesamtes zur Verfügung.

Stereoskopische Aufnahmen in der Kiesgrube Gstaig verdanke ich Herrn MÜNZER von der Zentralstelle für Geo-Photogrammetrie und Fernerkundung der Universität München.

4.2. Sedimentpetrographische Methoden

Neben der geomorphologisch-geologischen Feldaufnahme bilden die sedimentpetrographischen Untersuchungen eine wichtige Grundlage in der Quartärstratigraphie. Sie ermöglichen es, die Verbreitung der Sedimente zu erfassen und ihre Entstehung zu erklären. Dabei lassen sich die genetisch wichti-

gen Zusammenhänge zwischen Herkunft, Transport- und Sedimentationsbedingungen aufgrund der mineralogisch-petrographischen Zusammensetzung, der Kornform, der Korngrößenverteilung und der Lagerungsverhältnisse (Längsachseneinregelung, Schichtung und andere sedimentäre Strukturen) ermitteln. Auf diese Weise können Sedimente sowohl "lithostratigraphisch" als auch "lithofaziell" unterschieden werden.

Anleitungen zu den sedimentpetrographischen Methoden finden sich in KÜSTER (1960, 1964), BENTZ (1961), CAILLEUX & TRICART (1963), MÜLLER (1964), LESER (1977) u.a. Auf spezielle Literatur wird bei der Beschreibung der einzelnen Analysenmethoden verwiesen.

4.2.1. Qualitative und quantitative Grobsedimentanalyse

4.2.1.1. Stand der Forschung

Die Geschiebeforschung gab Anfang des 19. Jahrhunderts den Anstoß zur Entwicklung der Eiszeitenlehre, als man erkannte, daß erratische Blöcke (Fremdgesteine) im Schweizer Mittelland aus dem Wallis stammten. PERRAUDIN (1815, zit. in IMBRIE & PALMER-IMBRIE 1983), VENETZ (1833) und CHARPENTIER (1841) hatten das erratische Phänomen auf eine ehemals größere Gletscherausdehnung zurückgeführt und legten somit den Grundstein für die Eiszeitenlehre, die von AGASSIZ (1840) weiterentwickelt wurde.

Die ersten umfangreichen Schotteranalysen wurden von FUGGER & KASTNER (1895) an Geschieben der Salzach durchgeführt. Sie beschrieben eine Reihe von Grundgesetzen des Schottertransportes und zeigten, "daß generell die Erscheinungen der Schotterbildung, des Transportes und des Abriebs zahlenmäßig erfaßbar sind" (ZEUNER, 1933: 67). Von ZEUNER (1933) wurde die Schotteranalyse als solche benannt und zu einer einschlägigen Methode in der Sedimentpetrographie entwickelt. 1935 erschien ein Beitrag zur Schotteranalyse von ZINGG, der neben der Materialzusammensetzung auch die Kornform und die Kornverteilung zur Unterscheidung von Sedimenten berücksichtigte. Weitere Arbeiten zur Kornformbestimmung, speziell zur Rundungsgradanalyse stammen von KRUMBEIN (1941), PETTJOHN & LUNDAHL (1943), POSER & HÖVERMANN (1951, 1952), CAILLEUX (1952), VALETON (1955), REICHELT (1961) u.a.

Besonders in der Quartärgeologie wurde die Geröll- und Geschiebeanalyse zu einer wesentlichen stratigraphischen Methode und das sowohl im norddeutschen als auch im alpinen Vereisungsgebiet. Während im Alpenvorland vorwiegend die Grobkiesanalyse Anwendung findet, entwickelten VAN STRAATEN (1946) und MAARLEVELD (1956) in den Niederlanden die Fein-

kiesanalyse, die sich seither auch in Norddeutschland als stratigraphische Methode durchgesetzt hat (MARCZINSKI 1968, ZANDSTRA 1978, JORDAN & VOSS 1978, EHLERS 1978, BASEMANN 1979, BÜSE 1979 u.a.).

Die Grobsedimentanalyse (STÄBLEIN 1970) beruht auf der petrographischen Bestimmung der einzelnen Komponenten. Neben dem gesamten Spektrum lassen auch Einzelgerölle mit klar definiertem Herkunftsgebiet, sogenannte "Leitgerölle", den Zusammenhang mit dem Ursprungsgebiet erkennen (STÄBLEIN 1970). So zeigt das Auftreten von Juliergranit in den pleistozänen Ablagerungen des Isar-Loisachgletschers die Verbindung mit dem Inn-gletscher an (PENCK 1882). Die quantitative Erfassung der Komponenten ermöglicht darüber hinaus eine fazielle und stratigraphische Unterscheidung der quartären Sedimente.

Die meisten Autoren gliedern den Geröllbestand nach vorwiegend petrographischen Aspekten (SCHÄDEL 1950, GRAUL 1953, EICHLER 1970, SCHLÜCHTER 1975, LÜSCHER 1976, HAAG 1979, GRIMM et al. 1979, DOPPLER 1980 u.a.). Richtungsweisend für eine Gruppierung nach regional-stratigraphischen Gesichtspunkten, Bestimmung der Komponenten nach ihrem stratigraphischen Verband und ihrer regionalen Verbreitung, sind die Untersuchungen von GEIGER (1969) im Rheingletschervorland und von SINN (1972) im Illergletschergebiet.

4.2.1.2. Probennahme und Wahl der Korngröße

Im Gelände wurde mittels Schaufel und Hammer eine Probenmenge von ca. 40 - 60 kg entnommen und an Ort und Stelle gesiebt. Dabei richtete sich die Probenmenge nach der Korngrößenzusammensetzung des Sedimentes und wurde so gewählt, daß die Fraktion ϕ 20-31.5 mm mindestens 250 Gerölle enthielt.

Nach dem Protokoll der Arbeitssitzung süddeutscher Quarz-targeologen (JERZ 1980) wird für die Geröll- und Geschiebe-analyse die Grobkiesfraktion ϕ 20.0 - 63.0 mm (DIN 18 123, SNV 670 810) empfohlen. Da dieser Korngrößenbereich jedoch sehr groß und inhomogen ist und meistens keine gleichmäßige Kornverteilung aufweist, wurde eine Untergliederung in zwei Teilfraktionen - ϕ 20-31.5 mm und ϕ 31.5-63 mm (DIN 4022) - vorgenommen, die mit Rundloch-Prüfsieben der Fa. HAVER & BOECKER (Oelde/Westfalen) abgetrennt wurden. Die Fraktion ϕ < 20 mm wurde nur für eine anschließende Schwermineralun-tersuchung aufgefangen. Die Fraktion ϕ > 63 mm wurde zur Bestimmung der Maximalgerölle (Kap. 4.2.2.1) berücksichtigt. Bei stark angewitterten Proben mußte darauf geachtet werden, ob Gerölle bei der Probennahme oder beim Sieben zerbrachen, was entsprechend vermerkt wurde, um Fehler bei der Auszähl-ung oder morphometrischen Messung zu vermeiden.

Da die Materialzusammensetzung eines Sedimentes maßgeb-lich von der betrachteten Korngröße abhängt, ist für eine vergleichende Untersuchung die Einhaltung des Korngrößenbe-

reichs äußerst wichtig (ZEUNER 1933: 73). Um ein statistisch gesichertes Ergebnis zu gewährleisten, müssen erfahrungsgemäß 250 - 400 Komponenten ausgezählt werden, je nachdem wie viele verschiedene Gruppen ausgeschieden werden sollen. Für die Fraktion ϕ 20-31.5 mm konnte dies ohne große Schwierigkeiten durchgeführt werden.

In der Fraktion ϕ 31.5-63 mm wurde es jedoch meist sehr mühsam, eine entsprechende Anzahl zu sammeln. Speziell in Moränensedimenten mußten Proben über einen sehr großen, häufig inhomogenen Aufschlußbereich genommen werden. So hat sich im Laufe der Untersuchungen ergeben, daß für großräumig angelegte, regionale und stratigraphische Vergleiche im Isar-Loisach-Gletschergebiet die Fraktion ϕ 20-31.5 mm am besten geeignet ist, während die Fraktion ϕ 31.5-63 mm nur gelegentlich ausgezählt wurde um korngrößenabhängige Unterschiede im Geröllbestand und in der Kornform zu erkennen.

4.2.1.3. Bildung der Komponentengruppen

Um die Gerölle im Gelände petrographisch zu bestimmen, ist es wichtig, Beschreibungsmerkmale zu verwenden, die schnell und zuverlässig erkannt werden können. Das gesäuberte, z.T. frisch angeschlagene Gestein wurde mittels Lupe auf seine Eigenschaften - Mineralbestand, Ritzhärte, Reaktion mit Salzsäure u.a. - untersucht, in Gruppen sortiert, ausgezählt und in Stückprozent angegeben. Für die Bildung der Komponentengruppen ist jedoch nicht nur die eindeutige Zuordnung von Bedeutung, sondern auch die Verbreitung der Gesteine. Nur so können Aussagen über die Herkunft und den Transport der Gerölle getroffen werden.

Da sich die Gesteine aus dem Vereisungsgebiet des Isar-Loisachgletschers von denen des Innigletschers petrographisch so deutlich unterscheiden (Kap. 3), ist es möglich, den Geröllbestand in zwei Großgruppen - Lokalmaterial und Fernmaterial - zu gliedern:

Unter dem Begriff "Lokalmaterial" werden alle Gesteine im Einzugsgebiet der Zuflüsse von Isar und Loisach verstanden (Tab. 4). Den größten Anteil bilden die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen. Neben Hauptdolomit (Nor) und Wettersteinkalk (Ladin) kommen andere, hier nicht weiter differenzierte Karbonate der Trias und des Jura vor. In geringerem Maße treten sandige und kieselige Karbonate, Hornsteine und Klastite auf. Sie werden dem Flysch, dem Helvetikum und der Molasse zugeordnet. Entsprechende Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (z.B. Raibler Sandstein, Lias Kieselkalk, Hornsteine) kommen nur untergeordnet vor (<0.5%). Anreicherungen der verwitterungsresistenten kieseligen Komponenten wurden in würmzeitlichen Ablagerungen nicht beobachtet; sie spielen vermutlich nur in älteren Sedimenten eine Rolle.

Sedimente des Permoskyth stehen im Einzugsgebiet von Isar und Loisach nicht an und werden zum Fernmaterial gerechnet.

Tabelle 4: Komponentengruppen des Lokalmaterials

KOMPONENTENGRUPPEN	HERKUNFTSGEBIET
Kalke Dolomite	} vorwiegend aus Nördlichen Kalkalpen (NKA)
Kieselige Karbonate, Horn- steine, Kieselkalke	} vorwiegend aus Flysch, Helvetikum, Molasse (nur untergeordnet aus NKA)
Sandige Karbonate, Klastite Sandkalke	

Das "Fernmaterial", auch erratisches Material genannt, besteht größtenteils aus kristallinen Gesteinen aus dem Einzugsgebiet des Inn- und Isar-Loisachgletschers, die durch Eisstransfluenzen über den Fernpaß und Seefelder Paß in Reichweite des Isar-Loisachgletschers gelangten. Auf diese geologische Situation wies bereits PENCK (1882: 27) hin, als er das erratische Phänomen beschrieb und die kristallinen Gesteine in pleistozänen Sedimenten des Alpenvorlandes als unmittelbare Zeugen der Vereisung deutete. Aus dem Spektrum des Fernmaterials haben jene Gesteine eine besondere Bedeutung, deren Herkunft aufgrund ihrer begrenzten Verbreitung ermittelt werden kann. Sie werden Leitgeschiebe genannt und sind für die Rekonstruktion von Gletscherwegen besonders aussagekräftig. Dementsprechend wurde das Fernmaterial in Gesteine mit weiter Verbreitung und in Leitgesteine (Tab. 5) untergliedert. Die petrographische Einteilung in Komponentengruppen beruht auf makroskopisch erkennbaren Kriterien, die teilweise mikroskopisch überprüft wurden.

Die Unterscheidung in Lokal- und Fernmaterial beruht auf gewissen Vereinfachungen. So entspricht der Anteil an Fernmaterial, ausgedrückt in "Kristallinprozent" nur einem Mindestgehalt, da das Ferneis auch geringe Mengen Sedimentgesteine transportiert hat. So müßten streng genommen der Karbonatschutt der südlichen Lechtaler Alpen und die Sedimente südlich der Transfluenzpässe, die ja auch vom Ferneis aufgenommen wurden, vom Lokalmaterial getrennt werden. Da dies jedoch aufgrund der Materialgleichheit nicht möglich ist, mußte auf eine solche Differenzierung verzichtet werden. Trotz des weiten Transportweges und der leichten physikalischen Verwitterbarkeit wurden vermutlich auch Karbonate aus den Engadiner Dolomiten bis ins Alpenvorland transportiert (Kap. 6.4.1.1).

Die Ergebnisse sind in prozentualen Bestandteilsdiagrammen (Prozentkreise, Säulendiagramme) dargestellt.

Tabelle 5: Komponentengruppen des Fernmaterials

I. Kristalline Gesteine mit weiter Verbreitung

1. Gangquarz
2. Magmatite
 - a) Vulkanite
 - b) Plutonite
 - c) Ganggesteine
3. Vorwiegend Orthogneise
 - a) Flasergneise
 - b) Muskowitgneise
4. Quarzite und Quarzitschiefer
 - Quarz > 50%
5. Glimmerschiefer und Glimmergneise
 - Quarz < 50%, Glimmer > 20%
6. Gneise i. allg., vorwiegend Paragneise
 - Feldspat > 33%
7. Gneise mit Amphibolen
 - Felsite > Mafite
8. Plagioklasamphibolite
 - Felsite < Mafite
9. Dunkle Amphibolite
 - Plagioklas < 15%
10. Granatamphibolite
 - Granat > 10%
11. Eklogitamphibolite und Eklogite
12. Amphibolite mit Pseudotachyliten

II. Spezielle Leitgesteine

1. Buntsandsteine aus den südlichen Lechtaler Alpen
2. Serpentinite aus den Ophiolith-Serien des Unterengadiner Fensters
3. Kalkschiefer und Kalkglimmerschiefer aus den "Bündner Schiefer" des Unterengadiner Fensters
4. Grüne Juliergranite aus der Julier-Decke des Oberengadins und dem Tassna-Kristallin
5. Rote Alkaligranite aus der Bernina-Decke des Oberengadins
6. Permokarbone Porphyre und permoskythische Ergußgesteine mit rhyolithisch-andesitischem Chemismus aus den Err-Bernina-Decken des Oberengadins

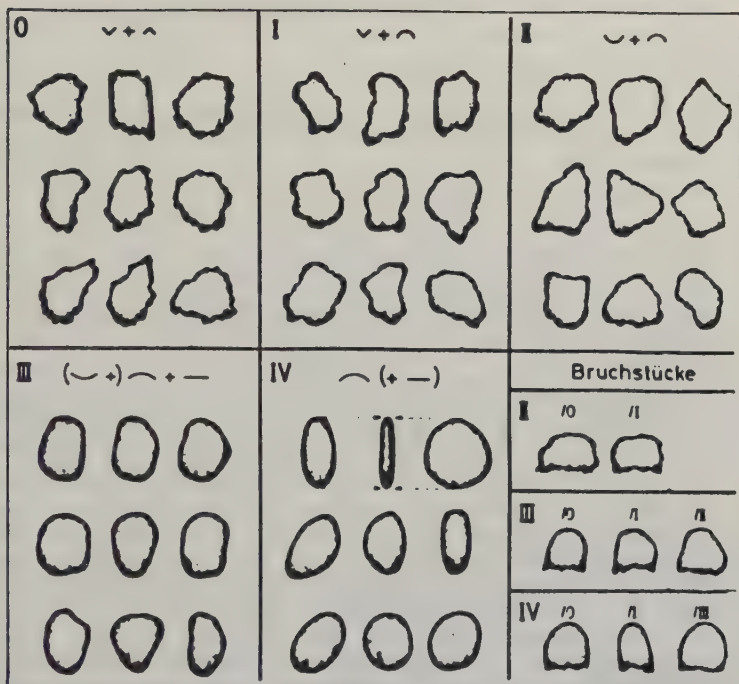
4.2.1.4. Rundungsgradanalyse

Neben der charakteristischen Zusammensetzung eines Schotterkörpers ist die Formanalyse (morphometrische Schotteranalyse) des Einzelgerölls von großer Bedeutung für die genetische Interpretation einer Ablagerung. Die Geröllform ist durch zwei Parameter, den Rundungsgrad und das Längenverhältnis der drei senkrecht aufeinander stehenden Achsen, gekennzeichnet (REICHELT 1961). Gegenüber den Abplattungswerten, die sich aus den Achsenverhältnissen ergeben, ist der Rundungsgrad von Grobsedimentkomponenten jedoch aussagekräftiger (LESER 1977: 214). Dies ergaben auch entsprechende Untersuchungen, die im Laufe der Diplomarbeit durchgeführt wurden (DREESBACH 1982).

Daher wurde zur Bestimmung der Formgestalt des Einzelgerölls lediglich die Rundung ermittelt. Dies geschah visuell anhand von Testbildern nach der fünfteiligen Wertungsskala von CHABAKOW (Abb. 5). Die Komponenten der Grobkiesfraktion ϕ 20 - 31.5 mm wurden getrennt nach petrographischen Gruppen folgenden fünf Rundungsklassen zugeordnet:

- 0 = eckig
- I = kantengerundet
- II = gerundet
- III = gut gerundet
- IV = sehr gut gerundet

Neben dem Rundungswert R, der Standardabweichung s_D des arithmetischen Mittelwertes D und dem Variationskoeffizienten $V = s_D/D$ kamen auch "Rundungsgradspektren (Morphogramme) als Darstellung der individuellen Rundungsgradverhältnisse in einer Schottermasse" (REICHELT 1961: 19) zur Auswertung (Tab. 22, Abb. 10, 11, 13, 15, 24).



Skala zur Bestimmung der Kornrundung nach CHABAKOW
Geröllbruchstücke ergänzt nach DAL VESCO

$$\text{Durchschnittl. Rundung } D = \frac{ax0 + bx1 + cxII + dxIII + exIV}{a + b + c + d + e}$$

$$\text{Prozentuale Rundung } R = D \times 25 \%$$

D, I, II, III, IV = Wertungsskala der Rundung
a, b, c, d, e = Anzahl der Gerölle des betreffenden Rundungsgrades

Abb. 5: Vergleichsbilder zur Bestimmung der Kornrundung nach CHABAKOW (zusammengestellt von GRIMM 1961, unveröff.; vgl. auch NIGGLI 1952: 127, SCHÜLLER 1958: 475)

4.2.2. Physikalische Feinsedimentanalyse

4.2.2.1. Korngrößenanalyse

Die Korngrößenanalyse (granulometrische Analyse) stellt die Zusammensetzung eines Mineralkörnergemischs nach Größenklassen fest (LESER 1977: 255). Obwohl die Korngrößenfraktionen stark von den Transportbedingungen abhängen, und diese auf kürzeste Entfernung innerhalb des gleichen Transportmediums wechseln können (FISCHER 1966: 7), lassen sich oftmals typische Kornverteilungen zur Bestimmung von Ablagerungen ermitteln. Entsprechende Untersuchungen zur Unterscheidung von glazialen Sedimenten wurden von GERMAN (1964), GERMAN et al. (1976), SCHLÜCHTER (1981), VAN HUSEN (1981), GROTTENTHALER (1983) u.a. veröffentlicht.

Im Gelände wurden ca. 30 kg frisches Probenmaterial der Korngröße $\phi < 63$ mm entnommen und im Labor naßgesiebt. Die Trennung in die einzelnen Korngrößenklassen erfolgte nach der üblichen logarithmischen Einteilung (vgl. Abb. 12). Die Bestimmung der Kornverteilung in der Fraktion $\phi < 0.063$ mm wurde mittels der Pipettmethode im Bayerischen Geologischen Landesamt durchgeführt. Die Korngrößenanteile wurden in Gewichtsprozent angegeben und als Kornsummenkurven dargestellt (Abb. 12, 14, 16, 17, 20, 21). Zur weiteren Auswertung wurden folgende Parameter ermittelt:

Medianwert	$Md = Q_2$	TRASK 1932
Sortierung	$So = \sqrt[3]{\frac{Q_3 - Q_1}{Q_2}}$	TRASK 1932
Schiefte	$Sk = \frac{Q_1 + Q_3}{Q_2} - 3$	TRASK 1932
Ungleichförmigkeit	$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$	* USCS

* Parameter nach Unified Soil Classification System
(KÜSTER 1960: 138, PRINZ 1982: 9)

Q_1, Q_2, Q_3 : Die Quartilmaße geben die Korngröße bei einem Siebdurchgang von 25%, 50%, 75% an.

$d_{10}, d_{20}, \dots, d_{100}$: Die Prozentilmaße geben die Korngröße bei einem Siebdurchgang von 10%, 20%, ..., 100% an.

Bestimmung der Maximalgerölle (K-Wert)

Da nicht immer vollständige Korngrößenanalysen durchgeführt werden konnten, wurden oftmals die Maximalgerölle nach WENTWORTH (1922) bestimmt. Dazu wurden die drei senkrecht aufeinander stehenden Achsen (a, b, c) der 20 größten Gerölle gemessen und die entsprechenden K-Werte nach folgender Formel bestimmt:

$$K = \sqrt[3]{\frac{a \times b \times c}{V}}$$

Zur Auswertung kamen neben dem K-Wert des größten Gerölls $K_{\max}$ und dem arithmetischen Mittelwert K_m (DOPPLER 1980: 93) auch die Standardabweichung s_{K_m} des arithmetischen Mittelwertes.

Die Bestimmung der Maximalgerölle liefert Hinweise auf die Schleppkraft des Transportmediums und die Sedimentationsbedingungen; sie kann daher mitunter zur Unterscheidung von glazialen und fluvialen Ablagerungen beitragen.

4.2.2.2. Schwermineralanalyse

Als Ergänzung zur Geröllanalyse wurde die Schwermineralanalyse als stratigraphische Methode geprüft. Dabei ging es um die Frage, ob sich die Schwermineralspektren der Sedimente aus kalkalpinem Liefergebiet von denen zentralalpiner Herkunft unterscheiden und ob sich die Konzentrationen in Abhängigkeit von Ausgangsgestein, Transport- und Sedimentationsbedingungen ändern.

Da für eine intensive stratigraphische Bearbeitung eine sehr dichte Beprobung notwendig ist (BOENIGK 1983), wurden Schwermineralanalysen nur exemplarisch an einigen, besonders gut untersuchten und annähernd lückenlosen Profilen durchgeführt. Ferner wurden großflächig Stichproben analysiert um die Aussagefähigkeit von Einzelproben zu testen.

Im Labor wurden die beiden Fraktionen $\phi 0.2 - 0.315$ mm und $\phi 0.063 - 0.2$ mm naßgesiebt und anschließend getrocknet. Bei Moränenmaterial und angewitterten Proben war zusätzlich eine 20 minütige Behandlung im Ultraschallbad erforderlich um Mineralaggregate zu zerlegen und Eisenhydroxidüberzüge und Ionhäutchen abzusprengen (BOENIGK 1983). Die Schwere-trennung erfolgte mit Tetrabromäthan ($D = 2.94 \text{ g/cm}^3$) in Scheidetrichlern.

Die Schwerminerale wurden getrocknet, gewogen und in Gewichtsprozent angegeben. Da in allen Proben eine deutliche Anreicherung der Schwerminerale in der Feinsandfraktion zu beobachten war, wurde dieser Korngrößenbereich für die Auswertung ausgewählt. Die Fraktion $\phi 0.2 - 0.315$ mm wurde nur gelegentlich zu Vergleichszwecken untersucht.

Zur Herstellung von dauerhaften Streupräparaten wurde Piperin ($n = 1.682$) als Einbettungsmittel verwendet. Andere Kunstharze haben entweder einen zu niedrigen Brechungsindex (Kanadabalsam, Lakeside), oder werden wegen ihrer gesundheitsschädigenden Wirkung (Aroclor 4465) nicht mehr produziert (HENNINGSEN 1979).

Die Bestimmung der transparenten Minerale erfolgte im Durchlicht mit dem Polarisationsmikroskop nach den Beschreibungen von SCHUMANN (1948), MILNER (1962), GRIMM (1965, 1973) und BOENICK 1983. Nach den üblichen kristalloptischen Merkmalen (Form, Farbe und Pleochroismus, Spaltbarkeit und Bruch, Einschlüsse und Zonarbau, Licht- und Doppelbrechung, Auslöschung, optischer Charakter, etc.) konnten folgende Minerale unterschieden werden:

Apatit, Zinkblende	sehr instabil
Amphibole, Granat-Gruppe	instabil
Epidot-Gruppe, Staurolith, Titanit	stabil
Disthen, Sillimanit, Andalusit	sehr stabil
Zirkon, Rutil, Turmalin	extrem stabil

(Stabilitätsreihe für neutrale und schwach saure Bedingungen, BOENICK 1983)

Die Mineralkörner wurden entlang von Schnittlinien mit einem Pointcounter ausgezählt; nur bei geringer Probenmenge mußten alle Körner berücksichtigt werden. Der Anteil der transparenten Minerale (in der Regel 300 - 400) wurde in Kornprozent angegeben, während die opaken Minerale gesondert angegeben und nicht näher bestimmt wurden.

4.3. Statistik

Neben den üblichen statistischen Parametern - Mittelwert, Standardabweichung, Variationskoeffizient - wurde der Korrelationskoeffizient

$$r = \text{erklärte Streuung} : \text{totale Streuung}$$

berechnet (SPIEGEL 1980: 242). Es ergeben sich Werte zwischen +1 und -1 für positive und negative Korrelationen. Je näher die Werte an ± 1 heranreichen, um so besser ist die Korrelation.

Ein Vergleich der sedimentpetrographischen Parameter - Korngrößenparameter, Kornrundung, Geröll- und Schwermineralbestand - vieler Proben und ihre Abhängigkeit untereinander wird durch die Berechnung von Korrelationskoeffizienten ganz erheblich erleichtert bzw. überhaupt erst ermöglicht.

5. SEDIMENTPETROGRAPHISCHE ERGEBNISSE ZUR LITHOFAZIES IM OBEREN WÜRM

Die große Verbreitung von Ablagerungen des Oberen Würm im ehemaligen Vereisungsgebiet des Isar-Loisachgletschers ermöglicht eine fazielle Differenzierung der Sedimente in verschiedene Gletscherteilbereiche, die in erster Linie auf der wechselnden Zusammensetzung des Geröllbestandes in der Grobkiesfraktion beruht (Tab. 7). Aber auch im Schwermineralbestand deuten sich gewisse fazielle Unterschiede an.

5.1. Auswertung der quantitativen Geröllanalyse

Das auffallendste und eindeutigste Merkmal für die Sedimente des Oberen Würm sind die Geschiebe zentralalpiner Herkunft, die durch die Eistransfluenzen aus dem Inntal ins Gebiet der Nördlichen Kalkalpen gelangten (Abb. 6, Abb. 7).

Den größten Anteil solchen Fernmaterials weisen die Ablagerungen des Loisachgletschers auf; mit 30 - 40% im Raum Murnau ist die Zusammensetzung mit der des Inngletschers durchaus vergleichbar (GROTTENTHALER 1983: 21). Der Anteil an Lokalmaterial steigt von zentralen Gletscherbereichen nach außen an. Dies liegt daran, daß der Gletscher auf seinem Weg durch die Alpentäler abgesehen von der glazialen Übertiefung auch seitlich erodierte und dadurch zusätzlich kalkalpines Material aufnahm. Schließlich hat der Loisachgletscher im Alpenvorland an seiner Westflanke auch Sedimente aus dem Ammergebiet aufgenommen. Dadurch ist der Kristallinanteil auf 2% abgesunken, der Flysch und Molasseanteil jedoch auf bis zu 20% gestiegen. Vereinfacht ausgedrückt kann man von einer gewissen Zonierung der Geschiebefracht im Loisachgletscher sprechen, wobei die Gesteine im zentralen Gletscherbereich am weitesten transportiert wurden, während die der Seiten- und Stirnmoränen aus der näheren Umgebung stammen. Die Materialdurchmischung war gering.

Im Gebiet des Isargletschers beträgt der Kristallinanteil nur mehr 7 - 8%, obwohl die Eistransfluenz über den Seefeldner Paß und Buchener Sattel bestimmt mit derjenigen über den Fernpaß vergleichbar gewesen ist. Der hohe Anteil an Lokalmaterial beruht vermutlich auf dem größeren kalkalpinen Einzugsgebiet des Isargletschers (Kap. 3.2). Die Entfernung vom Inntal bis zum Kalkalpennordrand war für beide Gletscher annähernd gleich (Tab. 6).

Tabelle 6: Entfernungen der Gletscher vom Inntal bis zum Kalkalpennordrand

Loisachgletscher von Imst bis Eschenlohe	62 km
Isargletscher von Buchen/Seefeld bis Kochel	46 km
Isar-Tölzer Gletscher von Buchen/Seefeld bis Lengries	64 km

Vergleicht man die Sedimente der drei Loben des Isargletschers, so entspricht der Kristallingehalt im Wolfratshausener Gebiet am ehesten dem im Isartal bei Mittenwald. Demgegenüber hat der westlich um den Tischberg geflossene Würmseegletscher nördlich vom Kocheler Becken (Breinetsried 7*, Eurach 17) Vorstoßschotter des Loisachgletschers erodiert, was eine Erhöhung des Kristallinanteils auf ca. 12% bedingte.

Der südlich vom Walchensee nach Osten abgezweigte Tölzer Gletscher nahm im engen Isartal viel Schutt aus den Nördlichen Kalkalpen und am Alpennordrand aus dem Flysch auf. Der Gehalt an Fernmaterial reduzierte sich dadurch auf 1 - 2%. Der Flyschanteil ist im Bereich des Isarvorlandgletscher deutlich höher als im Gebiet des Loisachgletschers, sieht man von dessen Westseite ab.

Das Lokalmaterial besteht in der Regel zum größeren Teil aus Kalk ($K > D$). Nur im zentralen Bereich des Loisachgletschers überragt der Dolomitanteil den des Kalks (Tab. 8). Es besteht Grund zu der Annahme (Kap. 6.4.1.1.), daß ein Teil dieses Dolomits aus dem Inntal stammt (z.B. Engadiner Dolomiten) und somit streng genommen ebenfalls zum Fernmaterial gehört. Dies erklärt auch die zunehmende Rundung des Dolomits bei ansteigendem Gehalt zentralalpiner Materials.

Im alpinen Raum muß man zwischen den Ablagerungen in den Haupt- und Nebentäler unterscheiden. Besonders deutlich zeigt sich der Einfluß des Inngletschers bei den Sedimenten im zentralen Haupttal (hohe Kristallingehalte); die Zusammensetzung der Schotter und Moränen in den Nebentälern oder an den Haupttalflanken ist meist so stark von den regional-geologischen Verhältnissen abhängig (starke Durchmischung mit Lokalmaterial), daß keine repräsentativen Ergebnisse erzielt werden können (Eschenlohe 15, Kramerlaine 34, Wengwies 67).

* (Die Zahlen hinter den Lokalitätsnamen verweisen auf die Aufschlußnummern; Lageskizze und Aufschlußbeschreibung s. Kap. 11)

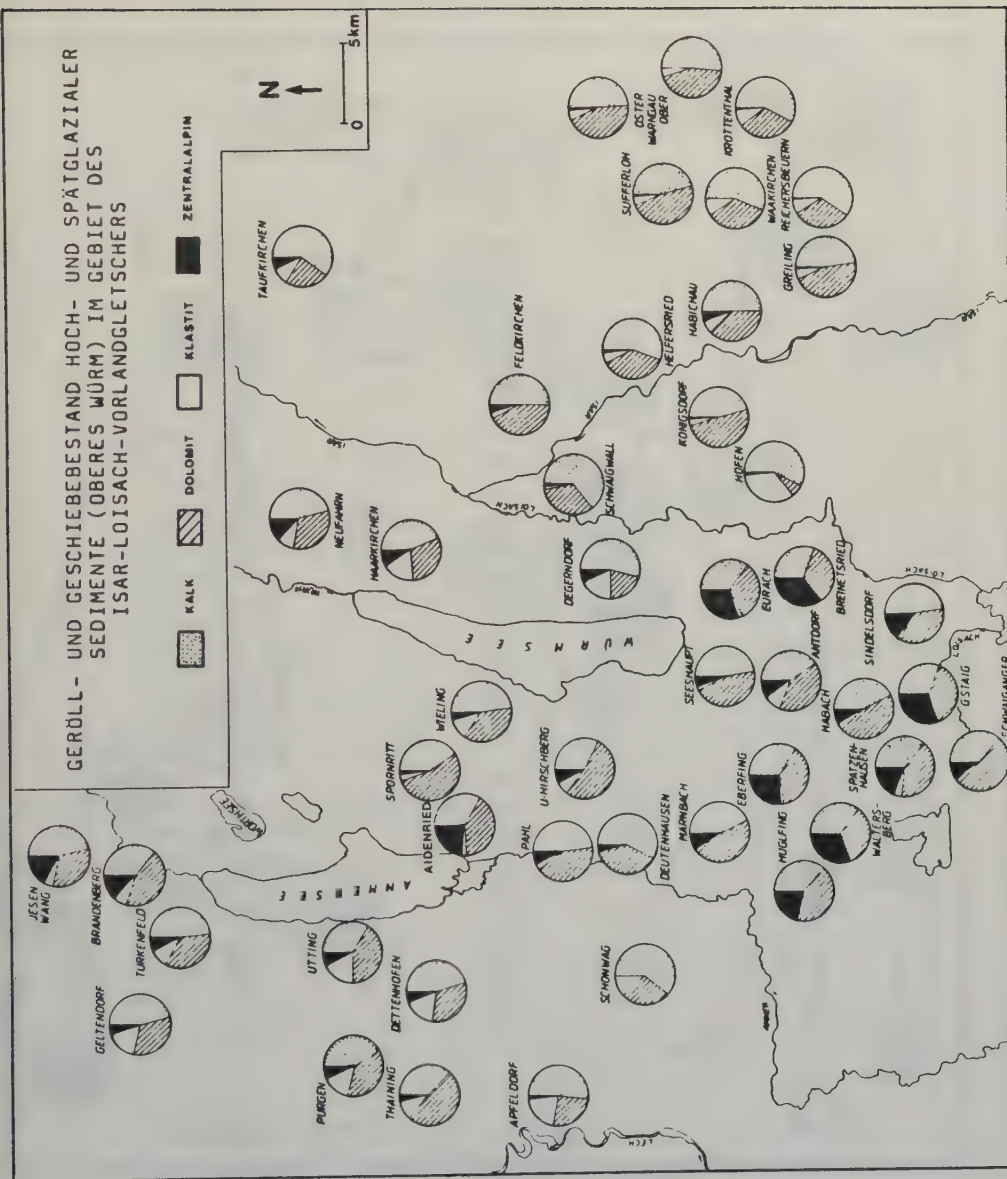


Abb. 6: Geröll- und Geschiebebestand der Grobkiesfraktion (ϕ 20-31.5 mm) hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm) im Gebiet des Isar-Loisach-Vorlandgletschers

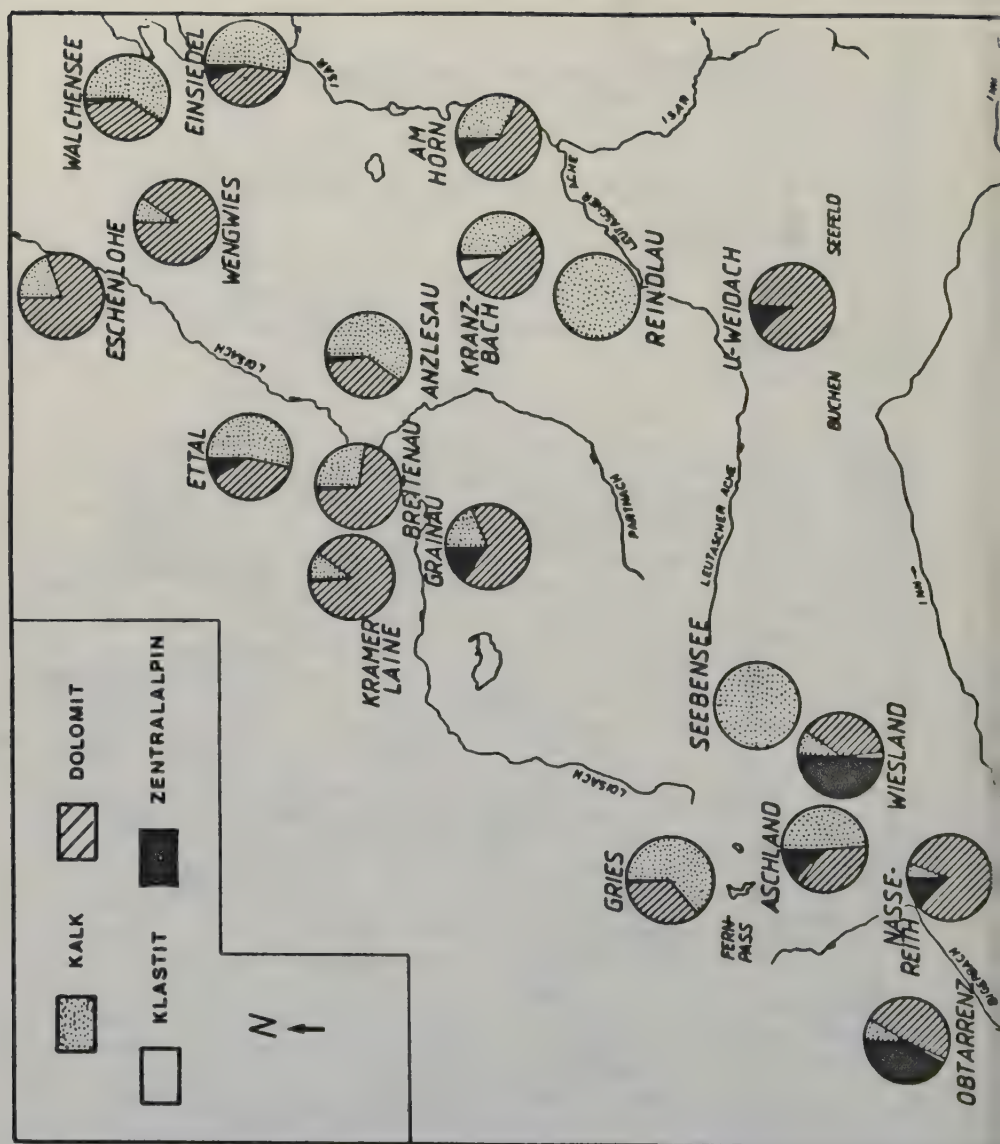


Abb. 7: Geröll- und Geschiebebestand der Grobkiesfraktion (ϕ 20-31.5 mm) hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm) im alpinen Gebiet des Isar-Loisachgletschers

Tab. 7: Geröll- und Geschiebebestand (in Stück%) der Grobkiesfraktion
(ϕ 20–31.5 mm) hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm)
(ZAP = zentralalpines Material)

LOKALITÄT	KALK	DOLOMIT	KLASTIT	ZAP
<u>Im Gebiet des Isar-Loisach-Vorlandgletschers:</u>				
AMMERSEEGLETSCHER				
Aidenried	35	40	2	23
Antdorf	41	40	9	10
Apfeldorf	52	26	20	2
Brandenberg	36	43	7	14
Breinetried	30	35	+	35
Deltenhofen	46	31	17	6
Deutenhausen	58	37	-	5
Dürnhhausen	47	44	1	8
Eberfing	34	39	1	26
Eurach	35	33	2	30
Geltendorf	47	31	16	6
Gstaig	31	38	-	31
Habach	42	46	4	8
Huglfing	36	42	1	21
Jesenwang	47	31	5	17
Marnbach	43	47	-	10
Pähl	48	41	3	8
Pürgen	42	36	15	7
Schwaiganger	36	55	-	9
Schönwag	61	27	12	+
Sindelsdorf	48	36	1	15
Spatzenhausen	31	46	4	19
Thaining	37	44	15	4
Türkenfeld	48	35	10	7
Unterhirschberg	32	53	7	8
Utling	34	41	17	8
Waltersberg	34	35	-	31
Weidenhof	36	47	2	15
WÜRMSEEGLETSCHER				
Degerndorf	55	20	17	8
Haarkirchen	44	31	16	9
Neufahrn	46	32	9	13
Seeshaupt	47	45	2	6
Spornritt	41	53	4	2
Wieling	47	38	10	5

Fortsetzung von Tabelle 7:

LOKALITÄT	KALK	DOLOMIT	KLASTIT	ZAP
WOLFRATSHAUSENER GLETSCHER				
Feldkirchen	50	43	3	4
Habichau	50	38	8	4
Helfertsried	56	37	6	1
Herrnhausen	19	17	51	13
Höfen	58	6	34	2
Königsdorf	46	49	4	1
Schwaigwall	67	31	1	1
Taufkirchen	61	18	14	7
TÖLZER GLETSCHER				
Greiling	48	45	6	1
Krottenthal	58	31	10	1
Oberwarngau	52	43	5	-
Osterwarngau	49	44	6	1
Reichersbeuern	60	31	8	1
Sufferloh	46	48	5	1
<u>Im alpinen Gebiet des Isar-Loisachgletschers:</u>				
LOISACHGLETSCHER				
Anzlesau	61	37	-	2
Aschland	49	36	2	13
Breitenau	27	72	-	1
Eschenlohe	19	81	-	-
Ettal	54	37	-	9
Grainau	18	67	-	15
Gries	64	35	-	1
Krameralaine	10	89	-	1
Nassereith	5	83	-	12
Obtarrenz	8	49	2	41
Seebensee	100	-	-	-
Weisland	9	40	2	49
Wengwies	9	91	-	-
ISARGLETSCHER				
Am Horn	33	59	1	7
Einsiedel	54	39	-	7
Kranzbach	40	51	7	2
Reindlau	100	-	-	-
Unterweidach	1	89	-	10
Walchensee	60	38	1	1

5.2. Auswertung der qualitativen Geröllanalyse

Neben der quantitativen Bestimmung des Fernmaterials wurde auch die Verteilung auf die einzelnen petrographischen Gruppen untersucht. Dabei sollte herausgefunden werden, ob die über die Transfluenzspässe vorstoßenden Eisströme unterschiedlichen Herkunftsgebieten zuzuordnen seien, und ob es charakteristische Geröllfazien für die einzelnen Gletscher gäbe. So bestand anfangs die Vermutung, daß über den Fernpaß mehr Material aus dem Silvrettakristallin gekommen sein könnte als durch die Seefelder Senke. Die vergleichenden Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß kein signifikanter Unterschied in der Kristallinverteilung besteht (Tab. 9+10). Für die Sedimente beider Gletscher ergab sich eine durchschnittliche Zusammensetzung von: 18% Gangquarz, 22% Quarzit und Quarzitschiefer, 23% Ortho- und Paragneise, 30-35% amphibolführende Gneise und Amphibolite (Tab. 8). Ob es primär keine wesentlichen Unterschiede in der Geschiebefracht der Eisströme gegeben hat, oder ob sie sich mit den angewandten Methoden nicht mehr nachweisen lassen, kann nicht schlüssig beantwortet werden.

Tab. 8: Geröllpetrographische Parameter hoch- und spätglazialer Sedimente (Oberes Würm) in verschiedenen Gletscherteilbereichen (K/D = Verhältnis Kalk / Dolomit, ZAP = zentralalpines Material)

Gletscher- teilkbereich	K/D	Klast.	ZAP	Gangqu. Gneise Quarzit. Amphib.				Proben- Anzahl
<u>Im Vorland:</u>								
Ammerseegletscher West	K>D	14-20%	4-6%	18%	21%	24%	30%	16
Zentrum	K<D	2-10%	5-35%					110
Würmseegletscher	K>D	2-17%	2-15%	17%	21%	23%	37%	35
Wolftratshausener Gletscher	K>D	5-10% (max. 50)	3-7%	22%	35%	22%	15%	24
Tölzer Gletscher	K>D	5-10%	1%	*nicht signifikant				15
<u>Im Inneralpin:</u>								
Loisachgletscher	-	0-2%	bis 50%	15%	42%	17%	23%	33
Isargletscher	-	1%	7-10%	22%	16%	16%	40%	25

Tabelle 9: Verteilung des Fernmaterials auf die einzelnen petrographischen Gruppen im gesamten Untersuchungsgebiet (Abkürzungen s. S. VI)

Petrographie	Gangquarz Magmatite	Quarzil: Orthogn.	Glimmergn. Gneise	Amphibol. Buntsdst.	Kalkschf. Leitgestein	Anzahl
Isargletscher im Inneralpin						
Summe	18	1	8	5	32	1
in Prozent	22	1	10	6	40	1
						3
						81
						100%
Loisachgletscher im Inneralpin						
Grainau	15	-	1	7	3	11
Nassereith	17	-	5	47	15	36
Obtarnen	3	1	1	44	12	6
Summe	35	1	7	98	30	53
in Prozent	15	+	3	42	13	3
						23
						100%
Würmseegletscher						
Degerndorf	32	1	8	31	23	21
Haarkirchen	19	3	19	30	6	1
Neufahrn	54	5	29	86	36	50
Seeshaupt	21	2	7	26	136	6
Wieling	14	-	2	4	44	1
					12	1
Summe	140	11	65	173	70	308
in Prozent	17	1	8	21	8	7
						37
						100%
Wolfratshausener Gletscher						
Summe	18	2	4	29	10	2
in Prozent	22	3	5	35	12	3
						81
						100%
Tölzer Gletscher						
Summe	2	-	1	-	9	-
in Prozent	15	-	8	-	69	-
						13
						100%

Fortsetzung von Tabelle 9:

Petrographie	Gangquarz Magmatite	Quarzit; Glimmergn. Orthogn.	Amphibol. Buntadst. Serpent.	Kalkschf. Leitgestein Anzahl
Ammerseegeleitscher				
Antdorf	24	3	10	33
Apfeldorf	7	1	8	16
Brandenberg	23	1	7	31
Breinetstied	12	2	3	11
Deutenhofen	17	3	3	22
Deutenhausen	20	2	6	39
Dürnhäusen	23	9	4	23
Eberfing	23	4	12	21
Eurach	13	7	4	7
Gellendorf	1	2	5	479
Gstaig	203	135	147	133
Habach	24	4	18	7
Huglfing	78	28	20	34
Jesenwang	15	2	3	55
Pahl	11	2	8	15
Pürgen	17	2	17	49
Schwaiganger	9	2	4	20
Spalzenhausen	26	2	3	33
Unterhirsberg	4	2	8	113
Ulling	24	2	6	29
Weitersberg	58	1	7	28
Weidenhof	4	28	21	294
Summe	580	234	285	3152
in Prozent	18	7	9	100%
Gesamtes Fernmaterial nördlich der Transfluenzpässe in Prozent				
Fernpaß	18	3	8	1
Seefeldler Paß	18	1	9	1
				3386
				1012

Tabelle 10: Prozentuale Verteilung des Ferromaterials auf die einzelnen petrographischen Gruppen im Gebiet des Loissach- und Ammerseegletschers

Petrographie	Gangquarz Migmatite	Quarzit: Orthogn.	Glimmergn.	Amphibol. Buntsdt.	Kalkschf. Serpent.	Leitgestein Anzahl
Loissachgletscher im Inneralpin						
Grainau	37	2	17	8	28	40
Nassereith	13	4	37	12	29	126
Obertarnz	4	1	65	19	9	68
Ammerseegletscher						
Antdorf	27	3	11	4	1	90
Brandenberg	18	-	18	2	-	40
Breinetzried	24	-	28	8	-	97
Dettenhofen	35	3	27	3	-	34
Dürnhäusen	11	7	19	10	-	64
Eberfing	16	10	24	7	-	122
Gellendorf	24	3	33	5	-	95
Gstaig	18	4	11	6	-	72
Habach	6	9	19	1	-	18
Huglfing	21	4	16	1	-	1499
Jesenwang	30	10	24	8	-	113
Pöhl	28	4	35	6	-	264
Pörgen	35	4	35	9	-	53
Schwalganger	28	10	35	10	-	49
Spitzenhausen	23	6	15	9	-	20
Unterthitschberg	14	4	36	7	-	135
Utting	29	7	21	10	-	135
Waltersberg	20	3	11	7	-	29
Weidenhof	20	5	28	7	-	28
			30	-	2	294
						20

5.3. Auswertung der Schwermineralanalyse

In allen untersuchten quartären Lockersedimenten bilden Amphibole und Granate die Hauptanteile > 20% an der Schwermineralfraktion (Tab. 11). Daneben kommen Minerale der Epidotgruppe und Staurolith mit mehr als 10% vor. Apatit, stabile und sehr stabile Minerale treten akzessorisch mit weniger als 10% auf. Eine solche Schwermineralgesellschaft ist typisch für die Schüttung aus dem Zentralalpin (WEYL 1952).

Die meisten frischen, schluffreichen Gletscherablagerungen besitzen Amphibolvormacht, unabhängig davon, ob sie aus dem Isar- oder Loisach-Gletschergebiet stammen. Es zeigt sich jedoch, daß die Minerale der Amphibolgruppe empfindlich auf fluviatilen Transport reagieren. Bei Umlagerung durch Schmelzwässer (Tab. 11, Dürnhausen) sinkt der Amphibolgehalt zugunsten von Granat und meist auch zugunsten von Staurolith. "Die starken Schwankungen im Verhältnis Hornblende : Granat..." wurden bereits von WEYL (1952: 110) "auf Sortierungsvorgänge in bewegtem Wasser" zurückgeführt.

Gegenüber den hochglazialen Sedimenten im alpinen Vereisungsgebiet des Isargletschers (Einsiedel 14) besitzen die Moränen im Wolfratshausener Gebiet Granatvormacht, die nicht allein auf fluviatile Umlagerungsprozesse zurückgeführt werden kann. Es ist eher wahrscheinlich, daß hier der Schwermineral einfluß der Gesteine des Flyschs und der Molasse zur Geltung kommt. Mit dem erhöhten Granatanteil (G) steigen auch die Gehalte an sehr stabilen Mineralen wie Zirkon (Z), Rutil (R) und Turmalin (T). Nach GRIMM (1965: 61) entsprechen die IZR- und IZG- Gesellschaften den randlichen, sedimentären oder kaum metamorphen Gebieten in den Alpen.

Auch der Apatit scheint regional unterschiedlich häufig aufzutreten. Die Gehalte an Apatit sind im Bereich des Isargletschers deutlich höher als im Loisach-Gletschergebiet. Das liegt vermutlich daran, daß der Apatit nicht nur aus zentralalpinen Granitgebieten abzuleiten ist (GRIMM 1965: 52), sondern auch aus Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen, des Flyschs und der Molasse stammen kann, die in den Ablagerungen des Isargletschers den Hauptanteil bilden.

Betrachtet man den prozentualen Anteil aller Schwerminerale (Tab. 11), so lassen sich die selben Trends erkennen, wie bei dem Anteil an zentralalpiner Gerölle. In den Sedimenten aus dem Gebiet des Loisachgletschers sind die Schwermineralkonzentrationen deutlich höher als in Ablagerungen des Würmsees- und Wolfratshausener Gletschers.

Tabelle 11: Schwermineralspektren von Sedimenten des Oberen Würm
(S-min % = Schwermineralanteil an der Feinkiesfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm))

100% transparente Schwerminerale:								
Lokalität	Apatit Amphibol		Epidot Granat		Staurolith Stabile		Sehr Stabile	
	Opake %	S-min %	Opake %	S-min %	Opake %	S-min %	Sedimenttyp	
Ammerseegletscher								
Gstaig	4	42	23	16	8	5	2	Vorstoßschotter Moräne Schmelzwasserschotter Moräne
Habach	4	36	30	17	7	4	2	
Sindelsdorf	6	43	22	9	11	6	3	
Spitzenhausen	4	33	31	16	8	4	4	
(Mittelwert)	4	39	26	15	8	5	3	0.26
Deutenhausen	3	28	44	9	8	3	5	spätglaziale Schmelzwasser- schotter
Dürnhäusen	5	32	30	10	15	5	3	
Pähl	3	25	37	11	12	4	8	
(Mittelwert)	4	28	37	10	12	4	5	
Würmseegletscher								
Neufahrn	7	39	28	12	6	3	5	0.17
Wolfratshausener Gletscher								
Habichau	6	26	29	15	16	1	7	Eisrandterrassen- schotter Moräne Moräne Moräne
Helferried	6	19	36	13	16	1	7	
Höfen	8	22	40	12	10	2	6	
Königsdorf	5	26	38	10	10	3	8	
Schwaigwall	3	31	37	20	6	1	2	
(Mittelwert)	6	25	36	14	11	1	7	
Isargletscher im Inneralpin								
Einsiedel	9	37	27	12	9	3	3	0.15

6. STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG RISS- UND WÜRMZEITLICHER ABLAGERUNGEN

(unter besonderer Berücksichtigung

der sedimentpetrographischen Ergebnisse)

Die riß- und würmglazialen Ablagerungen des Isar-Loisachgletschers werden in ihrer zeitlichen Abfolge beschrieben und anhand der sedimentpetrographischen Parameter charakterisiert. Dabei läßt es sich nicht vermeiden, auf einige Lokalitäten mehrfach zu verweisen (Aufschlußbeschreibungen in Kap. 11). Das Profil von Gstaig ist in Kapitel 7 nochmals zusammenfassend dargestellt.

Die wichtigsten Sedimentkomplexe, ihre stratigraphische Stellung und ihr Vorkommen sind in Tab. 12 übersichtsmäßig zusammengestellt.

Tab. 12: Stratigraphische Gliederung riß- und würmglazialer Sedimente
aus dem Gebiet des Isar-Loisachgletschers
(M.P. = Mittelpleistozän)

GEOLOGISCHE ABSCHNITTE			SEDIMENTE	AUF SCHLUSSBEISPIELE
H o l o z ä n	Postglazial			
10 300	Oberes Würm	Spätglazial	Terrassenschotter Auenablagerungen	
15 000		Hochglazial	Sedimente d. Eiszerfalls Glazilimnische Sed. Abschmelzschotter Grund- u. Endmoräne Vorstoßschotter	Habichau, Helfelsried Seeshaupt Geltendorf, Sindelsdorf, Taufkirchen Degerndorf, Haarkirchen, Habach, Neufahrn Breinetsried, Eurach, Gstaig, Huglfing,
25 000	Mittleres Würm	Früh-	Seeablagerungen	Baumkirchen
35 000			stadiale Schotter	Gstaig, Herrnhäusen, Höfen, Königsdorf
45 000			interstadiale Schieferkohlen u. Feinsedimente	Breinetsried, Schwaiganger
55 000			stadiale Schotter	Gstaig, Schwaiganger
65 000			interstadiale Schieferkohlen	Großweil, Gstaig, Herrnhäusen, Höfen, Schwaiganger
75 000	Unteres Würm	Glazial	fossile Bodenreste limnische Sedimente Schieferkohlen	Feldkirchen, Neufahrn, Taufkirchen Eurach Großweil
95 000			fluvioglaziale u. glazi- limnische Sedimente Grundmoräne	Großweil, Gstaig, Schwaiganger
105 000				
115 000	Riß/Würm- Interglazial (Zem)	Rißglazial		
130 000				
J U N G P L E I S T O Z Ä N				
M . P .				

6.1. Rißglazial

Vorkommen: Großweil (23), Gstaig (24), Schwaiganger (47)

In den letzten Jahren wurden vom Bayerischen Geologischen Landesamt mehrere Forschungsbohrungen abgeteuft mit dem Ziel, das Liegende der würmzeitlichen Sedimente zu untersuchen. Bevorzugt wurden die Lokalitäten ausgewählt, von denen interglaziale (Riß/Würm) oder interstadiale (Frühwürm) Ablagerungen bekannt waren, da man hier möglichst vollständige Profile erhoffte.

Die ältesten untersuchten Sedimente stammen aus einem ca. 40 m mächtigen Moränenkomplex (531 - 570 m NN; Abb. 8), der im glazial übertieften Becken von Schwaiganger 1980 erbohrt wurde (JERZ & ULRICH 1983 a: 55). Von den letzten 23 m Bohrkern (543 - 530 m NN) wurde mir im Meterabstand Probenmaterial für Schwermineraluntersuchungen zur Verfügung gestellt. Die Schwermineralspektren weisen eine typisch zentralalpine Mineralgesellschaft von Amphibol > Granat > Epidot > Staurolith auf; akzessorisch kommen Apatit, stabile und sehr stabile Schwerminerale vor (Tab. 13). Die Sedimente sind sehr frisch und stets durch Amphibolvormacht gekennzeichnet. Lediglich zwischen 548 - 550 m NN geht der Amphibolgehalt etwas zurück und es treten pyritisierte Schalenreste auf. Ob sich hier eine Gliederung des Moränenkomplexes in eine Rißmoräne und eine ältere Liegendmoräne andeutet, kann nicht gezeigt werden. An der glazigenen Natur des Sediments besteht jedenfalls kein Zweifel. Die Moräne ist sehr schluffreich und enthält gekritzte Geschiebe und zentralalpines Material.

Über dem Moränenhorizont folgt eine über 40 m mächtige Serie glazilimnischer Sedimente, die in einem Eisstausee entstanden sind. Es handelt sich um Wechsellagerungen aus blaugrauem schluffigen Feinsand und sandigem Schluff, die im mm- bis cm-Bereich feingeschichtet sind. Dazwischen sind vereinzelt Eisfrachtgeschiebe eingestreut oder Kieslagen eingeschaltet. Die ganze Abfolge ist aufgrund des Eisdrucks stark verdichtet (JERZ & ULRICH 1983 a).

Das Hangende der glazilimnischen Sedimente bildet ein 6 - 8 m mächtiger, kristallinführender sandig-schluffiger Schotter (626 - 634 m NN), der z.T. auch in der Kiesgrube LUTZPECH aufgeschlossen war (Abb. 8, 10). Der Anteil an Fernmaterial und die Rundung nehmen nach oben ab. Aufgrund des hohen Feinkornanteils und der schlechten Rundung scheint es sich um fluvioglaziale Sedimente des Spätrißglazials zu handeln. Bemerkenswert ist das Auftreten von Schluffgeröllen,

die vermutlich aus den Seeablagerungen im Liegenden der Schotter erodiert wurden. Es wird angenommen, daß solche Feinsedimentgerölle ("silt balls") vorwiegend im gefrorenen Zustand entstehen (DEWERS 1941:87, EHLERS & GRUBE 1983:249). Das spricht ebenfalls für eine Bildung am Ende der vorletzten Eiszeit.

Wenige Meter neben der Forschungsbohrung wurde Ende 1983 eine 30 m tiefe Pegelbohrung von der Basis der Mülldeponie (ehem. Kiesgrube LUTZ-PECH) abgeteuft (s.u.). Auch hier besteht die Sedimentabfolge aus glazilimnischen Schluffen und Sanden mit Eisfrachtgeschieben und Kieseinschaltungen. Die Schwermineralspektren stimmen mit denen der oben beschriebenen Moräne gut überein (Abb. 8).

Pegelbohrung Schwaiganger (1983)

Lage: ehemalige Kiesgrube LUTZ-PECH, heute Mülldeponie, Gradabt. Bl.-Nr. 8333 Murnau, R 44 43 000, H 52 81 000
Höhe des Ansatzpunktes: 640.90 m NN
Endteufe: 42 m

- 5.80 m	Auffüllung
- 8.95 m	Schluff, tonig, grau
- 9.50 m	Schluff, sandig, bis Feinsand, schluffig, im Wechsel
- 9.95 m	Schluff, tonig, bis Schluff
-10.30 m	Schluff, schwach kiesig, mit Eisfrachtgeschieben
-10.50 m	Schluff
-10.60 m	Schluff mit Eisfrachtgeschieben
-12.30 m	Schluff, feinsandig, feingeschichtet, mit sandigen Lagen
-15.70 m	Feinsand, schluffig
-18.45 m	Schluff, feinsandig, bis Feinsand, schluffig
-19.40 m	Feinsand
-22.00 m	Schluff, feinsandig, und Feinsand, schluffig, im Wechsel
-22.50 m	Kies, schluffig
-22.90 m	Fein- bis Mittelsand
-26.30 m	Kies, schluffig bis sandig, mit wechselndem Schluffgehalt
-28.30 m	Schluff, feinsandig bis kiesig, mit einzelnen Steinen
-42.00 m	Sand, schluffig, kiesig, bis Kies, schluffig, stark sandig.
E.T.	

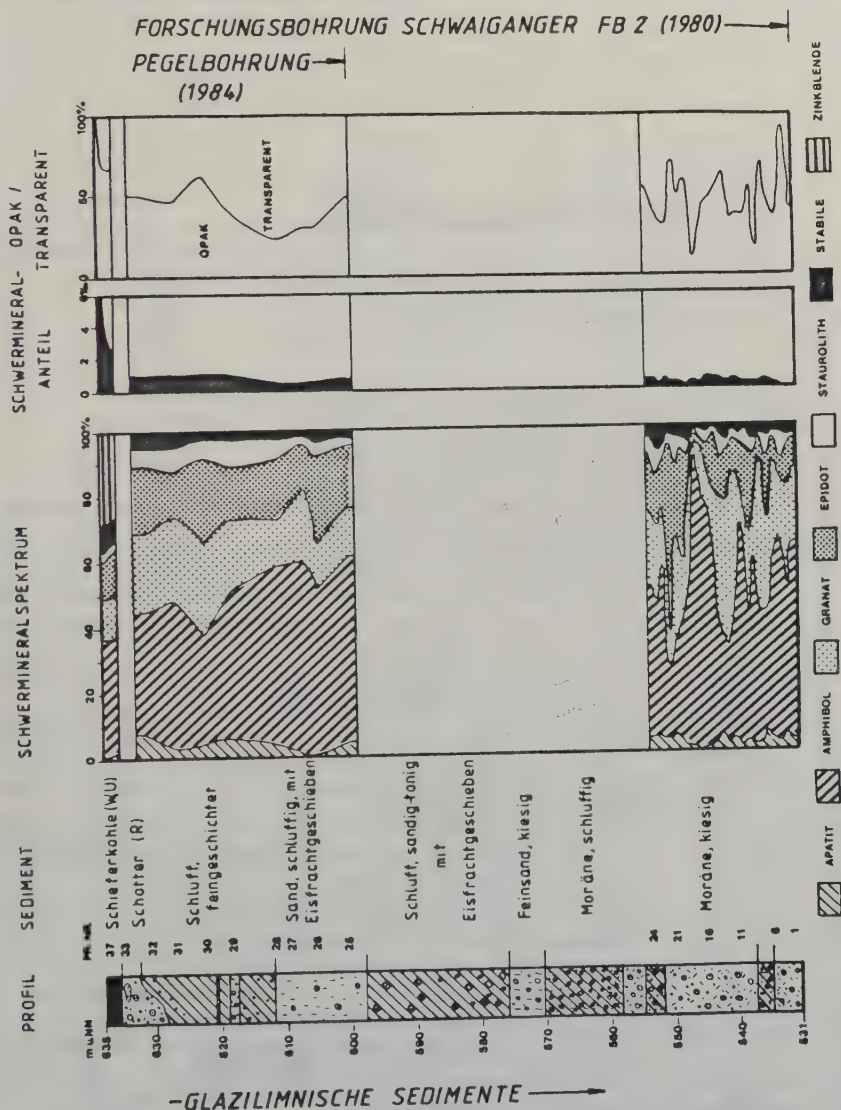


Abb. 8: Profil und Schwermineralspektrum der ritzzeitlichen Sedimente von Schwaiganger im Liegenden der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH (Der Schwermineralanteil der Feinsandfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm) ist durch die schwarze Signatur gekennzeichnet.)

Vier km nordnordöstlich von Schwaiganger befindet sich die Lokalität Großweil mit den seit langem bekannten, von 1865 bis 1961 bergmännisch erschlossenen und abgebauten, interglazialen Schieferkohlevorkommen (Kap. 6.2.3.2.).

In einer Forschungsbohrung im Sommer 1984 wurden hier im Liegenden der Kohle 12 m mächtige, glazilimnische bis glazifluviatile, feinsandige Schluffe und Kiese durchteuft (Profil s.u.), die wahrscheinlich als spätrißzeitliche Deltabildung am Rande des Kocheler Beckens entstanden sind. Die Kiese mit zentralalpinem Material und die Schwermineralgesellschaft mit deutlicher Amphibolvormacht lassen keinen Zweifel am Einfluß des Innegletschers während der Rißzeit. Schwermineraluntersuchungen am Material einer 1970 abgeteuf-ten Bohrung (JERZ & ULRICH 1983 a: 51, 52) zeigten die gleichen Mineralspektren (Abb. 9).

Forschungsbohrung Großweil FB 2 (1984)

Lage: Großweil am Tagebau, Gradabt. Bl.-Nr. 8333 Murnau,

R 44 47 050, H 52 81 870

Höhe des Ansatzpunktes: 631 m NN

Endteufe: 15 m

Geologische Aufnahme: Dr. H. JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt

- 0.80 m Schieferkohle, blättrig, mit reichlich Makroresten, schwarzbraun, durch Eisauflast stark gepreßt
- 1.80 m Schieferkohle, mit Kies und groben Steinen vermengt; locker gelagert, Auffüllung in einem ehemaligen Bergbaustollen
- 2.25 m Kies, sandig, schluffig; locker, Auffüllung (?)
- 2.95 m Schieferkohle, blättrig, reichlich Makroreste, schwarzbraun; dicht gelagert (gepreßt)
- 3.05 m Ton, schluffig, humos, mit Feinschichtung, grau; halbfest
- 3.35 m Schluff, sandig, bis Feinsand, stark schluffig, grau; halbfest
- 3.45 m Feinsand bis Mittelsand, bräunlichgrau
- 4.75 m Feinsand, stark schluffig, bis Schluff, stark feinsandig, grau; + dicht gelagert
- 6.10 m Schluff, feinsandig, mit Feinschichtung, blaugrau; halbfest
- 6.90 m Schluff, feinsandig und Feinsand, schluffig, im Wechsel, blaugrau bis grau; halbfest
- 7.55 m Feinsand, schluffig, mit kiesigen Lagen (1-3 cm), grau;
- 7.75 m Kies, stark sandig, grau; + dicht gelagert
- 8.70 m Feinsand, schluffig, mit kiesigen Lagen (v.a. mit Fein- und Mittelkies), grau; + dicht gelagert
- 10.35 m Kies, stark sandig, mit Schlufflagen (wenige cm), grau, v.a. Fein- bis Mittelkies (Deltaablagerungen)
- 12.50 m Schluff, feinsandig, tonig, feingeschichtet (gebändert), blaugrau, mit dunklen Flecken; halbfest
- 13.20 m Kies, stark sandig, z.T. Sand, stark kiesig, grau
- 13.50 m Fein- bis Mittelsand, grau
- 15.00 m Kies (v.a. Fein- bis Mittelkies), stark sandig, grau; vermutlich Deltaablagerungen.

E.T.

Grundwassereintritt bei 3.40 m u. Flur.

SCHWERMINERALANALYSE GROSSWEIL (23)

PNR PROFILE, STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN
UND SEDIMENTE

UND SEDIMENTE

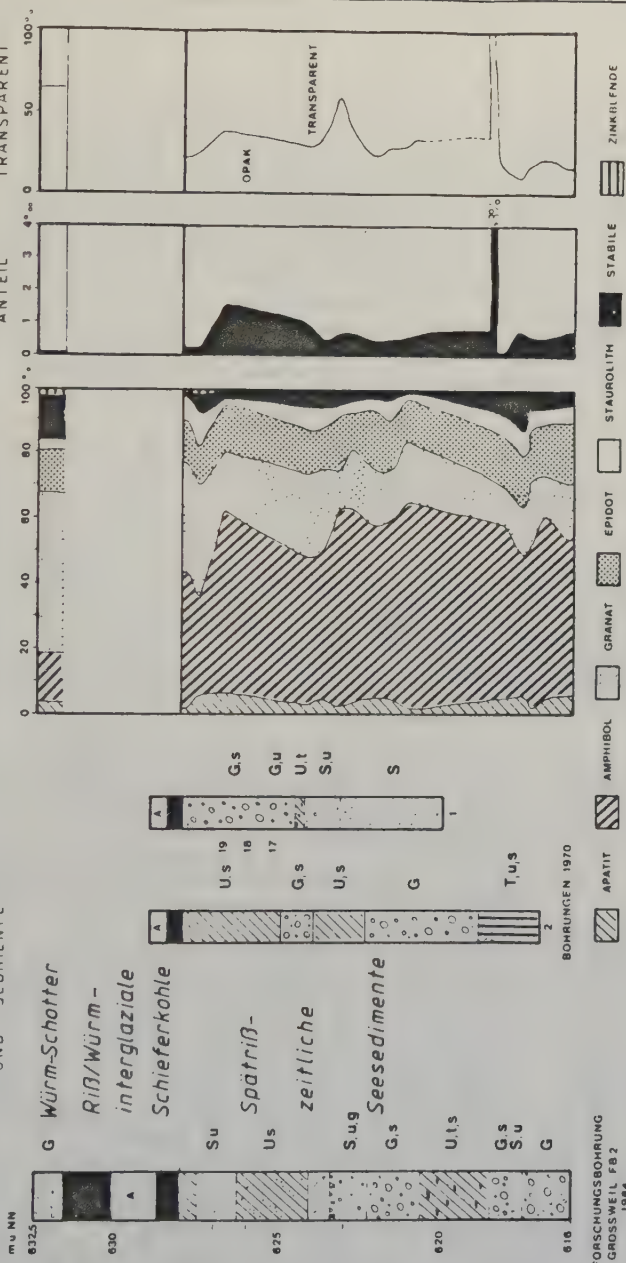


Abb. 9: Profil und Schwermineralspektrum der Riß/Wurm-interglazialen und spätrißzeitlichen Sedimenten von Großweil (Der Schwermineralanteil der Feinsandfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm) ist durch die schwarze Signatur gekennzeichnet.)

Zwischen Schwaiganger und Großweil liegt die Kiesgrube von Gstaig, in der 30 m mächtige, würmzeitliche Sedimente aufgeschlossen sind. Im Sommer 1982 wurden hier von der Fa. STRABAG sechs Rammkernbohrungen niedergebracht, die alle zwischen 638 und 643 m NN auf Schieferkohle trafen und daher abgebrochen wurden. Daraufhin wurde im Sommer 1984 vom Bayerischen Geologischen Landesamt erneut gebohrt. Bereits nach 11.40 m Teufe wurde die Rißmoräne erreicht (Profil s.u.). Nach insgesamt 13 m mußte die Bohrung beendet werden, da Geschiebe von $\varnothing$ 20 cm Korngröße ein weiteres Vorkommen unmöglich machten. Die Schwermineralgesellschaft entspricht der von Schwaiganger und Großweil (Tab.13; Abb.24 in Kap.7).

Forschungsbohrung Gstaig (1984)

Lage: Kiesgrube Fa. STRABAG, Gradabt. Bl.-Nr. 8333 Murnau,
R 44 45 800, H 52 Bl 500

Höhe des Ansatzpunktes: 646 m NN (Kiesgrubensohle)

Endteufe: 13 m

Geologische Aufnahme: Dr. H. JERZ (Bayerisches Geologisches Landesamt)

- 1.40 m Kies, sandig, schwach schluffig, grau; sehr dicht
- 2.40 m Kies, sandig, schwach schluffig, gelblichgrau; feucht
- 3.10 m Schieferkohle, braunschwarz, mit Makroresten;
sehr stark gepreßt
- 3.20 m Kohleton, grauschwarz; halbfest
- 3.65 m Ton, schluffig humos, dunkelgrau bis blaugrau,
feingeschichtet, mit Feinsandlagen
- 3.85 m Sand und Kies im Wechsel
- 5.05 m Sand, kiesig, gelbgrau; sehr dicht
- 7.60 m Kies, sehr stark sandig, grau; dicht gelagert
- 8.35 m Kies, sehr stark sandig, grau;
zwischen 8.0 und 8.35 m z.T. konglomeriert
- 8.75 m Sand, kiesig, grau; dicht gelagert
- 11.40 m Kies, stark sandig, grau; dicht gelagert
- 11.70 m Findlingsblock (Hauptdolomit)
- 13.00 m Kies, sandig, stark schluffig, mit größeren Steinen,
Geschiebe bis über $\varnothing$ 20 cm; Moräne.

E.T.

Tabelle 13: Schwermineralspektren riß- bis frühwürmzeitlicher Sedimente
 S-min% = Schwermineralanteil an der Feinsandfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm)
 krist.führ. = kristallinführend

Lokalität + Zeit	100% transparente Schwerminerale:							Stabile Opake %	S-min %	Sedimenttyp
	Apatit		Epidot		Staurolith		Sehr Stabile			
	Zinkblende	Amphibol	Granat			Stabile				
Frühwürmglazial										
Gstaig	3	41	24	17	8	5	2	25	0.12	krist.-armer Schotter
	8	43	22	14	7	4	2	24	0.08	krist.-führ. Schotter
Königsdorf	6	16	40	18	8	3	9	71	0.06	krist.-armer Schotter
Höfen	6	30	30	15	9	1	9	39	0.05	krist.-armer Schotter
Einsiedel	2	28	43	13	10	1	3	40	0.01	krist.-armer Schotter
Riß/Würm-Interglazial - Frühwürm-Interstadial										
Großweil	1	4	36	34	12	9	2	22	0.02	Schiefekohlehorizont
Gstaig	9	1	48	19	12	2	1	62	0.04	humoser Schluff
Schwaiganger	22	2	38	15	11	4	1	60	0.32	stark humoser Schluff
Rißglazial										
Großweil	4	52	18	16	4	3	3	27	0.07	Eisstausesedimente
Gstaig	2	70	10	12	2	1	3	37	0.02	Moräne
Schwaiganger	5	40	26	19	6	2	2	50	0.10	Eisstausesedimente
618 - 636 m NN	3	55	16	19	4	1	2	33	0.06	Moräne
598 - 618 m NN	3	49	24	16	4	2	2	45	0.03	Moräne
330 - 552 m NN										

6.2. Riß/Würm-Interglazial

Riß/Würm-interglaziale Bildungen sind im Arbeitsgebiet in Form von fossilen Böden (Feldkirchen 18, Neufahrn 39, Taufkirchen 56), limnischen Sedimenten (Eurach 17) und Schieferkohlevorkommen (Großweil 23, eventuell "Untere Serie" von Schwaiganger 47) erhalten.

6.2.1. Fossile Böden

Die Einstufung der untersuchten fossilen Böden ins Riß/Würm-Interglazial erfolgte aufgrund ihrer Lagerung zwischen riß- und würmzeitlichen Sedimenten. Das Ausgangssubstrat bildeten entweder schluffige, kristallinführende Altmoränen (Feldkirchen, Neufahrn) oder wie in der Münchener Schotterebene (Taufkirchen) Schotter der Hochterrasse.

Im Bayerischen Geologischen Landesamt wurden die Korngrößenzusammensetzung und das Verhältnis von pedogenem Eisen zu Gesamteisen bestimmt, welches in gewissem Maße das Bodenalter kennzeichnet (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1983: 41f.). Nach den bodenkundlichen Analysenwerten (Tab. 14) handelt es sich um Bodenreste von Parabraunerden (JERZ 1983 b: 11). Für eine interstadiale Bodenbildung vom Reifegrad einer Parabraunerde gibt es bislang im Alpenvorland keine sicheren Anhaltspunkte (vgl. auch BRUNNACKER 1970, LESER 1977: 285).

Tabelle 14:

Analysenwerte von fossilen Bodenresten aus dem Riß/Würm-Interglazial
pedogenes Eisen Fe_2O_3 (dith): Bestimmung im Natriumdithionit-Auszug
Gesamteisen Fe_2O_3 (HCl): Bestimmung in 1.15 (30%) HCl-Auszug
(angegeben sind Gewichtsprozent Fe_2O_3)

Riß/Würm-Interglazial FB ₁ -Horizont	Ton	Fe_2O_3 (HCl)	Fe_2O_3 (dith.)
Feldkirchen	28.3%	4.29%	2.63%
Neufahrn	24.6%	5.05%	2.09%
Taufkirchen	38.0%	4.60%	2.45%

6.2.2. Limnische Sedimente

Zwischen dem Wolfratshausener und dem Würmseebecken wurden in mehreren Kartier- und Forschungsbohrungen 20 m mächtige, schluffige Seeablagerungen nachgewiesen (W. STEPHAN 1979: 81, JERZ & ULRICH 1983 b: 31), die von BEUG (1979), DEHM (1979), OHMERT (1979) und PESCHKE (1983 b,c) paläontologisch untersucht wurden. Sie bestimmten unter anderem eine warmzeitliche Süßwasserfauna, die gut mit den bekannten Arten von Zeifen, Mondsee und Samerberg übereinstimmt und daher eine Zuordnung ins Riß/Würm-Interglazial erlaubt. Die pflanzlichen Makroreste wurden von JUNG (1979) bearbeitet. Sedimentpetrographische Untersuchungen wurden an den limnischen Sedimenten nicht durchgeführt.

6.2.3. Schieferkohlen

6.2.3.1. Definition, Genese, stratigraphische Bedeutung

Unter dem Begriff "Schieferkohle" versteht man im nördlichen Alpenvorland stark zusammengedrückte, pleistozäne, organische Bildungen aus Algengyttja bis Bruchwald- und Holztorf (FRENZEL 1983 a: 11). Sie wurden durch die Eisauflast der im Hochglazial vorstoßenden Gletscher stark gepreßt; sie blättern im trockenen Zustand auf. Die Torfe wurden in Mooren, verlandeten Seen, Altwasserarmen und Flußauen gebildet. Nach Angaben von KÖRNER (in DOBEN & FRANK 1983: 45) wurden sie auf weniger als ein Fünftel ihrer ursprünglichen Mächtigkeit zusammengedrückt. Demzufolge entsprechen 3 m Schieferkohlen einem Torflager von mindestens 15 m.

Die nur sehr lückenhaft erhaltenen Schieferkohlen sind stratigraphisch von großer Bedeutung, da sie einerseits wichtige Hinweise für die Vegetationsentwicklung, andererseits aufgrund der Isotopenverhältnisse $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ und neuerdings auch $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ absolute Altersdaten liefern. Problematisch ist bisher die Reichweite der radiometrischen Altersbestimmung. Unter günstigen Voraussetzungen reicht die ^{14}C -Methode bis 50 000 Jahre BP, mit Isotopenanreicherung auch bis 70 000 Jahre. Das deckt gerade den Zeitraum bis zur Untergrenze des Mittleren Würm ab.

Ein weit größerer Zeitraum kann mit der U/Th-Methode erfaßt werden. Speziell für Höhlensinter werden zuverlässige Alter bis zu 350 000 Jahren vor heute erreicht (GEYH & HENNIG 1983). Auch die Bestimmungen an Schieferkohlen führen heute schon zu repräsentativen Ergebnissen. Aber noch immer können nicht alle Proben ausgewertet werden, da durch Uran- auslaugung oftmals zu hohe Alter vorgetäuscht werden.

6.2.3.2. Die Schieferkohlen von Großweil

Eines der ältesten, bekannten Schieferkohlevorkommen befindet sich bei Großweil am Westrand des Kochelseebeckens. Zu den ersten Beschreibungen gehört ein geognostisches Gutachten aus dem Jahre 1906 von GRAF. Das bis zu 3 m mächtige Großweiller Flöz wurde seit 1865 anfangs im Tagebau, später auch unter Tage in der "Irenenzeche" abgebaut. Die gesamte Förderung bis 1961 wird auf 360 000 t Kohle geschätzt; dabei erfolgte der intensivste Bergbau bereits während des ersten Weltkrieges. Die in der Lagerstätte noch vorhandene Kohle (ca. 200 000 t) ist durch Schluffeinschaltungen verunreinigt und daher wirtschaftlich unrentabel.

Pollenanalytisch wurden die Schieferkohlen erstmals von HELGA REICH (1953) bearbeitet. Sie bestimmte eine interglaziale Flora, die - zwischen rißzeitlichen Sedimenten im Liegenden und wärmzeitlichen Sedimenten im Hangenden - ins Riß/Würm-Interglazial eingestuft wird und vegetationsgeschichtlich mit der des norddeutschen Eem-Interglazials korreliert werden kann.

Neuere paläobotanische Untersuchungen stammen von PESCHKE (1983 c). Die obersten, ungestörten 60 cm des 1970 erbohrten Profils zeigten im mittleren Abschnitt eine warmzeitliche Pollenflora mit Fichten-, Tannen-, Erlen-Dominanz und thermophilen Holzarten (Eichen-Mischwald-Elemente, Hainbuche, Eibe, Stechpalme, Efeu). Nach oben geht die Abfolge in eine Kiefern-Fichten-Waldvegetation eines kühl getönten Klimas über, die das ausgehende Interglazial und die ersten zwei Interstadiale belegt. Die Einwanderung der warmzeitlichen Florenelemente ist bisher nicht nachgewiesen und wurde zum Diskussionspunkt über die "interglaziale Bildungszeit" der Sedimente (PESCHKE 1983 c: 62). Eine weitere pollenanalytische Bearbeitung der 1984 abgeteufte Bohrung Großweil FB2 (Kap. 6.1.) und eine noch durchzuführende Grabung im alten Bergwerksgelände stehen aus.

Während die ^{14}C -Datierungen ein Alter von mehr als 60 000 Jahren ergaben (W. STEPHAN 1970: 226) und damit - allein schon methodisch bedingt - zu jung ausfielen, erlauben die U/Th-Bestimmungen wesentlich genauere Angaben. Die 1982 von VOGEL in Südafrika durchgeführten Messungen belegen für das Riß/Würm-Interglazial von Großweil ein Alter, welches dem Eem-Interglazial entspricht. Neue U/Th-Daten aus dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung weisen ebenfalls auf eine Bildungszeit von Eem bis Brørup, müssen aber noch untermauert werden (GEYH, frdl. schriftl. Mitt., 1985).

U/Th-Daten von VOGEL 1982 (zit. in JERZ & ULRICH 1983: 51)

Großweil 2	Obere Probe	85 900 $\pm$ 6 700 BP	(Brørup)
Großweil 1	Untere Probe	116 000 $\pm$ 7 800 BP	(Riß/Würm-I.)

6.3. Unteres Würm

Das Untere Würm beginnt im Profil Fluderbach von Samerberg mit dem Ende einer Warmzeit (Pollenzone 13) und endet mit dem Beginn einer waldlosen Phase (Pollenzone 25; CHALINE & JERZ 1984). Die beiden, von GRÜGER (1979) nachgewiesenen Interstadiale werden mit dem zweigeteilten Brørup- (I u. II, früher Amersfoort und Brørup) und dem Odderade-Interstadial korreliert.

Im Gebiet des ehemaligen Isar-Loisachgletschers kommen Interstadialbildungen des Unteren Würm bei Großweil, Herrnhausen, Höfen, Schwaiganger und Gstaig in Form von Schieferkohlen und humosen Feinsedimenten vor. Die Stadialzeiten sind durch fossilere Schotter und Sande vertreten.

6.3.1. Interstadiale Schieferkohlen

Großweil (23)

Über der dem Riß/Würm-Interglazial zugeordneten Schieferkohle von Großweil (Kap. 6.2.3.2.) folgt ein 10 cm mächtiges Kohleflöz ohne thermophile Florenelemente, aber mit hohem Kiefernanteil. Nach PESCHKE (1983 c: 61) deutet die Pollenführung "auf Kiefern-Fichtenwälder eines kühl getönten Klimas, wie sie in zu Ende gehenden Interglazialzeiten oder in Interstadialen vorstellbar wären". Die U/Th-Daten weisen mit einem Alter von ca. 86 000 Jahren BP auf eine Bildungszeit während des Brørup-Interstadials hin.

Herrnhausen (29)

Das Schieferkohlevorkommen von Herrnhausen liegt im Wolf- ratshausener Becken zwischen würmglazialen Sedimenten im Hangenden und Rißmoräne im Liegenden (JERZ & ULRICH 1983 b). Die Pollenführung zeigt im unteren Profilabschnitt einen Fichten-Kiefern-Tannenwald mit etwas Eibe und stellenweise Eichenmischwald-Gehölzen und Hainbuche. Darüber folgen zwei Interstadiale mit Kiefern-Fichtenbewaldung und etwas Tanne. Die Stadiale sind durch eine Kräuterflora mit viel Artemisia (Beifuß) gekennzeichnet (PESCHKE 1983 b). Die Pollenprofile lassen sich nach PESCHKE (1983 b, c: 30) nicht mit den bekannten Interglazialvorkommen von Eurach, Großweil, Pfefferbichl, Samerberg oder Zeifen korrelieren. Die Zuordnung ins ausgehende Riß/Würm-Interglazial bis ins beginnende Frühwürm scheint daher aus palynologischer Sicht nicht gesichert zu sein. Es wird als Bildungszeit eher das Ende einer älteren Warmzeit vermutet.

Höfen (30)

Das 25 cm mächtige Schieferkohlevorkommen von Höfen zeigt nach PESCHKE (1983 c: 41) "das Abbild eines vollkommen geschlossenen Waldlandes" mit Kiefern, Fichten, Tannen und einigen thermophilen Laubgehölzen. Aufgrund der Vegetationsabfolge läßt es sich mit dem Niederländischen Amersfoort-Interstadial (Brørup I) korrelieren (PESCHKE 1983 a).

Radiokarbon-Daten von GROOTES (1977) sind mit 63 000 und 65 000 Jahren BP an der Ober- und der Unterseite der Kohle wahrscheinlich zu jung. U/Th-Daten liegen noch keine vor.

Schwaiganger (47), "Untere Serie"

Im glazialen Becken von Schwaiganger liegt über spätrißzeitlichen Schmelzwassersedimenten eine ca. 1 m mächtige Serie aus humosen Feinsedimenten mit Holzresten, Schieferkohle und gut erhaltenen Mollusken (Foto 2, 5).

Die Pollenführung weist auf einen Fichtenwald mit reichlich Tanne und etwas Hainbuche hin, in dem die Kiefer weitgehend fehlt (PESCHKE 1983 a). Die Vegetationsbedingungen sind am ehesten mit denen von Höfen zu vergleichen, wenn auch der Waldtyp von Schwaiganger größere klimatische Ansprüche stellte. Aus palynologischer Sicht ist daher eine Bildungszeit während des Amersfoort-Interstadials wahrscheinlich. Aber auch end-interglaziale Klimabedingungen wären nach PESCHKE (1983 c: 55) für die Bildung eines fichten-Tannenwaldes vorstellbar.

Die Bestimmung von Mollusken aus dem Kohleton steht nicht im Einklang mit den pollenanalytischen Ergebnissen. Es wurde eine typische interglaziale Molluskengemeinschaft mit ausgesprochenen Wald- und Hainarten ermittelt, die eine Einstufung in ein Interstadial ausschließt (KOVANDA 1983, in JERZ & ULRICH 1983 a: 60).

Die Unstimmigkeit zwischen dem palynologischen und dem malakologischen Befund konnte noch nicht geklärt werden. U/Th-Datierungen sind aufgrund einer vermuteten Uranauslaugung ergebnislos geblieben; die Radiokarbon-Daten sind mit einem Alter von > 65 000 Jahren BP zu ungenau.

Gstaig (24)

Zwischen riß- und würmzeitlichen Sedimenten wurden im Gelände der Kiesgrube von Gstaig an mehreren Stellen Schieferkohleflöze und molluskenführende Tone erbohrt. Die palynologische Bearbeitung der 1984 abgeteufte Forschungsbohrung (Kap. 6.1.) ist zur Zeit noch nicht abgeschlossen. Erste Testuntersuchungen an der Oberkante der Kohle weisen eine sehr gute Pollenführung auf. Es handelt sich bei allen Proben um einen Waldtyp mit wechselnder "Kiefern- und Fichtendominanz" (PESCHKE 1983 c: 67). Thermophile Elemente sind zwar selten, fehlen aber nie ganz, so daß eine Einstufung ins Untere Würm (Odderade?) vorläufig möglich scheint. Die Schieferkohlen des Mittleren Würm zeigen ein deutlich kühle-

res Klima und offene Vegetationstypen . Eine engere biostratigraphische Zuordnung ist noch nicht möglich.

6.3.2. Interstadiale (interglaziale ?) Feinsedimente

Die Schieferkohlevorkommen werden von Kohleton und humosen, tonig-schluffigen Feinsanden begleitet. Schwermineraluntersuchungen an solchen minerogenen Einschaltungen der Schieferkohlevorkommen von Großweil, Gstaig und Schwaiganger haben gezeigt, daß neben der üblichen Amphibol-Granat-Epidot-Staurolith-Vergesellschaftung auch bis zu 40% Zinkblende vorkommen kann. Um Verwechslungen mit rotem Spinell zu vermeiden, wurde die Löslichkeit in heißer, konzentrierter Salzsäure überprüft.

Der Gehalt an Zinkblende steigt in erster Linie auf Kosten von Granat ($r=-0.99$), aber auch Staurolith ($r=-0.88$) und Apatit ($r=-0.80$) nehmen deutlich ab (Tab. 13).

Da Zinkblende nur im reduzierenden Milieu stabil ist (BOENIGK 1983: 135), kann ihr Auftreten als Faziesanzeiger für sauerstoffarme Bildungsbedingungen gedeutet werden, wie sie in Mooren für die Erhaltung organischen Materials erforderlich sind. Da Sauerstoffarmut in Gewässern ohne anthropogene Beeinflussung in der Regel nur bei großer Biomassenproduktion entsteht, könnten hohe Zinkblendegehalte möglicherweise als Indiz für interglaziale oder interstadiale Zeiten gelten.

Mit Zinkblende treten häufig "schwarze Kügelchen" auf, die wie kosmische oder vulkanische Erzkügelchen aussehen. Die Behandlung mit heißer, konzentrierter Salzsäure zeigte aber, daß es sich um kugelige, pyritumkrustete Organismen mit wabenartiger, zelliger Struktur und einem Kieselsäureskelett handelt (Foto 7, 8). Sie treten in allen untersuchten Schwermineralgesellschaften aus Schieferkohlehorizonten auf und sind auch aus den interglazialen und interstadialen Sedimenten vom Samerberg (Rosenheim) bekannt (ROLF 1985).

6.3.3. Stadiale Schotter

Aufgrund der biostratigraphischen Gliederung gelang es in den Profilen Schwaiganger (47) und Gstaig (24) Sedimente des Unteren Würms auszuschneiden.

In der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH bei Schwaiganger waren frühglaziale Schotter zwischen zwei Schieferkohlehorizonten in einer Höhe von 637 - 645 m NN aufgeschlossen (Abb. 10, Foto 2). Die Untere Schieferkohle-Serie wird vorläufig dem Amersfoort-Interstadial (Kap. 6.3.1) zugeordnet; die Obere Serie entspricht einem Interstadial zu Beginn des Mittleren Würms (Kap. 6.4.1.). Demzufolge ergibt sich für die Sedimentation der Schotter eine Bildungsdauer von ca. 40 000 Jahren.

Sedimentpetrographisch unterscheiden sich die Schotter des Frühglazials von den fluvioglazialen Bildungen des Spät-riß und Oberen Würms in erster Linie durch das Fehlen von kristallinen Gesteinen. Das Material stammt fast ausschließlich aus den Nördlichen Kalkalpen, wobei in der Regel mehr Dolomit als Kalk vorkommt (Tab. 15, Abb. 10).

Die frühglazialen (Unteres Wurm) Schotter von Gstaig wurden in einer Forschungsbohrung (Kap. 6.1.) zwischen 635 - 643 m NN durchteuft. Das Liegende bildet Rißmoräne, die als Grundmoräne direkt einer Felsrippe auflagert (Abb. 24 in Kap. 7). Spät-rißzeitliche und interglaziale Bildungen fehlen in dieser Schwellenposition. Die Sedimentation begann hier erst wieder, als die glazialen Becken von Schwaiganger und Großweil verlandet waren und ein ausgeglichenes Relief hergestellt war.

Die Schotter werden von einem Schieferkohlehorizont überlagert, der aufgrund der thermophilen Florenelemente wahrscheinlich ins Untere Wurm gestellt werden kann (Kap. 6.3.1.). Unter der Voraussetzung, daß die Parallelisierung der beiden Schotterkörper von Schwaiganger und Gstaig stimmt, müßte die Gstaiger Kohle jünger sein als das Amersfoort-Interstadial und könnte z.B. mit dem Odderade-Interstadial korreliert werden. Das engt die Bildungszeit der fluviatilen Ablagerung weiter ein. Es wird angenommen, daß die Schotterakkumulation vorwiegend in Stadialzeiten stattfand. Fossilien und Verwitterungsbildungen innerhalb der Grobsedimente fehlen; lediglich im Liegenden der Kohle sind die Kalkgerölle durch einsickernde Huminsäuren zersetzt.

Von der Höhenlage, der Mächtigkeit und der Zusammensetzung sind die Schotter von Schwaiganger und Gstaig gut miteinander zu vergleichen. Es handelt sich um fluviale, sandige Kiese (Abb. 12) mit mäßiger Sortierung, die wahrscheinlich im Überflutungsbereich, in Altwasserrinnen und in alten Mäandern der frühglazialen Loisach abgesetzt wurden. Die Transportenergie war deutlich niedriger als bei der Ablagerung fluvioglazialer Schotter, was sich im höheren Feinkornanteil, in der niedrigeren durchschnittlichen Korngröße und in geringer Maximalkorngröße ausdrückt. Das Gefälle betrug weniger als 0.1%.

Die Grobkieskomponenten stammen vorwiegend aus den Nördlichen Kalkalpen; Fernmaterial kommt nur gelegentlich vor und ist dann aus älteren quartären Sedimenten umgelagert.

Tab. 15: Sedimentpetrographische Parameter frühglazialer Schotter (Unteres Würm) von Schwaiganger und Gstaig

Geröllbestand	40 - 50% Kalk, 50 - 60% Dolomit				
Rundungsprozent	R = 41 - 45%				
Variationskoeffizient	V = 25 - 30%				
Morphogramm	0	I	II	III	IV
	-	24	72	4	-
	ausgereifter Morphogrammtyp				
Korngrößenzusammensetzung	6% Ton und Schluff, 7% Sand, 87% Kies				
Mittlere Korngröße	Md = 13.5 - 20.0 mm				
Sortierung	So = 1.8 - 2.1				
Schiefe	Sk = 0.5 - 0.6				
Ungleichförmigkeit	U = 54 ungleichförmig				
Maximale Korngröße	Kmax = 60.0 mm				
Anzahl der Proben	N = 8				

GROBSEDIMENTANALYSE SCHWAIGANGER (47)

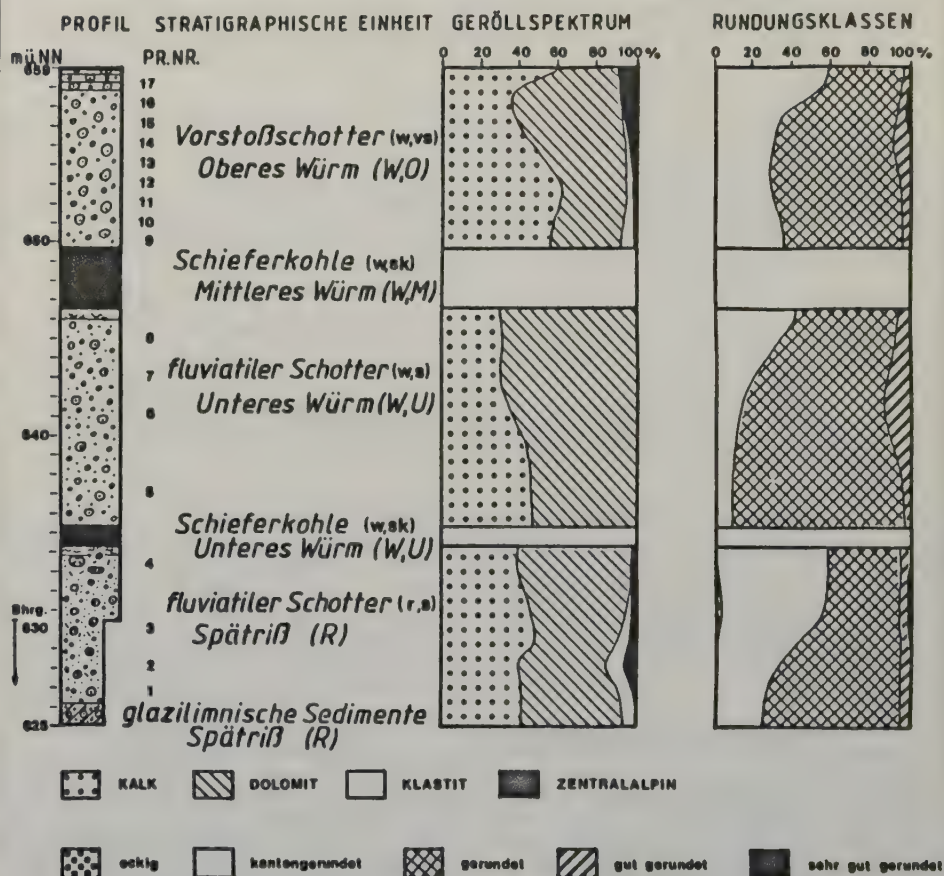


Abb. 10: Profil, Geröll- und Rundungsaspektum riß- und würm-zeitlicher Sedimente aus der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH bei Schwaiganger; (vgl. auch Abb. 8)

6.4. Mittleres Würm

"Das Mittlere Würm beginnt mit der auf das zweite Interstadial folgenden Kaltphase" (CHALINE & JERZ 1984: 186); das entspricht der Pollenzone 26 aus dem Profil Fluderbach bei Samerberg (GRÜGER 1979).

Auch das Mittlere Würmglazial läßt sich in Interstadiale und Stadiale gliedern, die im Arbeitsgebiet durch Schieferkohlevorkommen (Breinetsried, Obere Serie von Schwaiganger) und kaltzeitliche Schotter (Gstaig, Herrnhausen, Höfen, Königsdorf) dokumentiert sind.

6.4.1. Interstadiale Schieferkohlen

Breinetsried (7)

Unter hochglazialen Vorstoßschottern des Loisachgletschers liegt das ca. 1 m mächtige Interstadialvorkommen von Breinetsried (Foto 1), welches aus Schieferkohle und humosen, limnischen Sedimenten besteht (W. STEPHAN 1970: 220). Das Liegende bilden stark zersetzte Schotter des älteren Pleistozäns.

Die Schieferkohle besteht aus stark gepreßtem Bruchwaldtorf mit reichlich Braunmoos- und Seggenresten. Die Pollenvergesellschaftung zeigt einen offenen Vegetationstyp mit vereinzellen Kiefernbaumgruppen und kleinen Waldinseln. Es bildete sich jedoch kein geschlossener Nadelwald borealen Charakters (PESCHKE 1983 a: 79).

GROOTES (1977) korrelierte die Schieferkohle aufgrund von Radiokarbon-Datierungen

45 500 $\pm$ 400	Jahre BP	Flözoberseite
48 300 $\pm$ 500/400	Jahre BP	Flözunterseite

mit dem niederländischen Moershoofd-Interstadial, welches jedoch eine Tundravegetation ohne Baumwuchs aufweist.

Schwaiganger (47), "Obere Serie"

Die obere Schieferkohle-Serie von Schwaiganger (Foto 2, 6) besteht aus Feinsedimenten, die bis zu 10 Schieferkohleflözchen von durchschnittlich 45 - 85 cm Mächtigkeit enthalten können (JERZ & ULRICH 1983 a: 53). Sie wird erosiv von Vorstoßschottern und Grundmoräne des Loisachgletschers überlagert. Das Liegende bilden Schotter des Unteren Würm (Kap. 6.3.3.).

Die Pollenvergesellschaftung läßt einen borealen Nadelwald aus Fichten und Kiefern mit mehr oder weniger großen

Freiflächen erkennen, in dem gelegentlich auch Birken und Erlen vorkommen (PESCHKE 1983 a, c: 53). Aufgrund der ausgedehnten Waldflächen läßt sich vorerst keine Korrelation mit der Tundravegetation des niederländischen Moershoofd-Interstadials durchführen, obwohl ein 14 C-Alter von 42 000 Jahren BP (SEILER et al. 1982) auf diesen Zeitraum hinweist. Wahrscheinlich ist das Interstadial der Oberen Serie von Schwaiganger älter als das Interstadial von Moershoofd und Breinetsried, aber jünger als das von Odderade. Vielleicht ist eine Parallelisierung mit dem Dürnten-Interstadial von WELTEN (1981) möglich.

6.4.2. Stadiale Schotter

6.4.2.1. Die Schotter von Gstaig

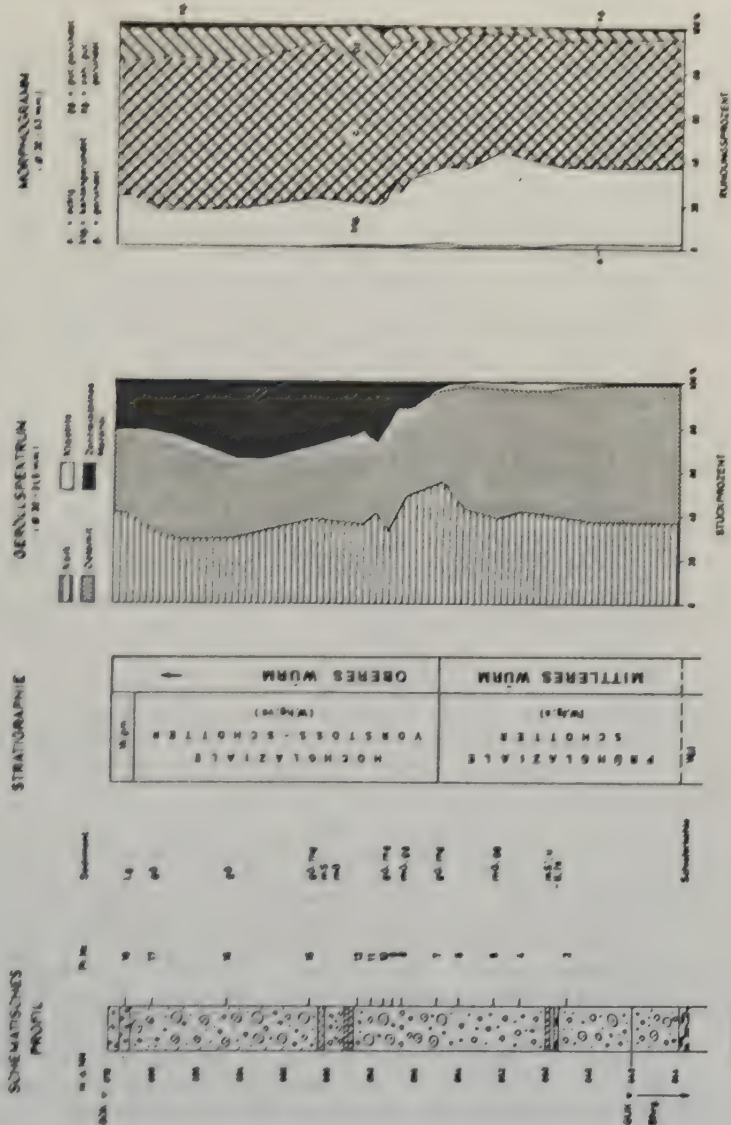
Im Profil Gstaig (24) liegen diskordant auf frühwürm-interstadialen Schieferkohlen fluviale, sandige Kiese, die dem Mittleren Würmglazial zugeordnet werden können. Sie gehen ohne erkennbaren Hiatus zwischen 656 m und 658 m NN in fluvioglaziale, oberwürmzeitliche Vorstoßschotter des Loisachgletschers über (Abb. 11, vgl. auch Abb. 24 in Kap. 7).

Die Schotter des Mittleren Würm werden in Gstaig 12-14 m mächtig und bestehen aus Sand-Kies-Wechselagerungen, die vor allem in den Feinsedimentpartien deutliche Kreuzschichtung erkennen lassen. Die Schichtung fällt nach Nord bis Nordost und Ost ein und bezeichnet den Lauf der Loisach am Südrand des Murnauer Molasseriegels (Foto 9, 10).

Das Geröllspektrum ist vorwiegend aus kalkalpinem Material zusammengesetzt; kristalline Gesteine kommen mit durchschnittlich 1 - 2% vor, klastische und kieselige Sedimente fehlen fast völlig. Lediglich an der Basis der nordöstlichen Aufschlußwand treten erhöhte Kristallingehalte von bis zu 10% auf, die wahrscheinlich aus älteren quartären Sedimenten umgelagert worden sind. Eine Verbindung zum Innegletscher und seinem Einzugsgebiet hat zu dieser Zeit nicht bestanden.

Die durchschnittliche Rundung ($R = 45\%$) aller Komponenten entspricht der Rundung der Schotter des Unteren Würm und ist um 5% niedriger als die der Vorstoßschotter. Es hat sich bei allen morphometrischen Messungen gezeigt, daß die Geröllfracht in den großen Schmelzwasserflüssen besser gerundet wird als in den kleineren Flüssen aus den Nördlichen Kalkalpen. Die im Vergleich zu den hochglazialen Schmelzwasserströmen niedrigere Transportenergie äußert sich auch im Feinkornanteil (Abb. 12) und in der Schichtung.

GROBSEDIMENTANALYSE GSTAIG (24), SW-WAND



Es wird vermutet, daß das Flußbett der Loisach durch die vermehrte Fracht infolge zunehmender Klimaverschlechterung während des Mittleren Würms langsam zugeschüttet wurde. Die Loisach floß zu dieser Zeit ähnlich wie heute vom Murnauer Becken zum Kocheler Becken und weiter zum frühglazialen Wolfratshausener See, der wahrscheinlich erst im ausgehenden Mittelwürm verlandete (Kap. 6.4.2.2.). Durch die wachsende Sedimentmächtigkeit in den Glazialbecken verringerte sich das Fließgefälle der Loisach, die nun auch in ihrem Talboden aufschotterte. Durch diese besondere geographische Situation kam es hier auch unabhängig vom hochglazialen Gletschervorstoß zu frühwürmzeitlicher Schotterakkumulation.

Diese Vermutung wird gestützt durch das Vorkommen von Schottern im Wolfratshausener Becken, die ebenfalls dem Mittleren Würm zugeordnet werden können (s.u.).

6.4.2.2. Die Schotter von Herrnhausen, Höfen und Königsdorf

Das Wolfratshausener Becken ist als Gletscherzungenbecken bereits zur Mindel- und Rißeiszeit glazial übertieft worden. Die Beckensohle reicht bis 450 m NN, mehr als 130 m unter den heutigen Talboden (JERZ 1979).

"Nach der starken Übertiefung im Verlauf der Riß-Eiszeit blieb möglicherweise während der gesamten letzten Interglazialzeit im Raum Wolfratshausen ein Voralpensee erhalten. Sein Überlauf bei Kloster Schäftlarn ist nach der Tertiär-obergrenze im Isarflußbett bei mindestens 550 m ü. NN anzusetzen. Die Isar floß damals noch ab Bad Tölz in nordnord-östlicher Richtung ab (KNAUER 1952, SCHMIDT-THOMÉ 1955, sowie unveröff. hydrogeologischer Arbeitsbericht von (BADER & FRANK 1977))." (Zitat aus JERZ 1979: 67)

Die Ablagerungen im Wolfratshausener Becken sind in mehreren Bohrungen (Weidach 1, Gelting) durchteuft worden. Über Riß- und teils auch Mindelmoräne folgen spätrißzeitliche Seesedimente, die von Würmmoräne und mächtigen spätwürmzeitlichen, limnischen Feinsedimenten überlagert werden. In einigen geschützten Positionen, wie in der glazialen Wanne von Herrnhausen (29), bei Höfen (30) und Königsdorf (33), wurden im Liegenden der Würmmoräne 10 - 15 m mächtige Schotter nachgewiesen, die bisher als "frühwürmglaziale Vorstoßschotter" angesprochen wurden (JERZ 1969). Im folgenden soll gezeigt werden, daß es sich um fluviatile Schotter der Loisach handelt, die mit den mittelwürmzeitlichen Ablagerungen von Gstaig korreliert werden können.

Die Grobkiese sind vorwiegend aus Material der Nördlichen Kalkalpen aufgebaut, während kristalline und sandig-kieselige Komponenten nur untergeordnet vorkommen (Tab. 17). Die Gerölle sind gut gerundet und weisen keinerlei glazigene Kratzung auf. Im Hangenden werden die Schotter diskordant von Grundmoräne überlagert.

Die Schotter bestehen aus gut geschichteten sandigen Kiesen mit eingeschalteten, 30 - 40 cm mächtigen Sandlagen, die gut sortiert und gleichförmig ausgebildet sind (Tab. 18, Abb. 12). Die deutliche Kreuz- und Schrägschichtung ist nach Norden gerichtet.

Wenn die Schotter als fluviatile Bildungen im Mittelwurm entstanden sind, müssen sie von der Loisach abgelagert worden sein, da die Isar wie oben erwähnt nordöstlich von Bad Tölz abfloß. Vergleicht man die Höhenlage der Schotter aus dem Wolfratshausener Becken mit dem Niveau der Mittelwurm-schotter von Gstaig, so ergibt sich ein durchaus realistisches Gefälle von ca. 0.1% (Tab. 16).

Tabelle 16: Höhenlage der frühglazialen Loisachschotter (Mittleres Würm) von Süd nach Nord

<u>Gstaig</u>	<u>Höfen</u>	<u>Königsdorf</u>	<u>Herrnhausen</u>
644-656	619-625	617-631	617-629 m NN

Gegen eine Bildung durch Schmelzwässer an der Stirn vorrückender Gletscher sprechen folgende Gründe: Als Vorstoßschotter des Loisachgletschers müßten die Sedimente im Wolfratshausener Becken wesentlich mehr zentralalpines Material aufweisen. Dies ist aber nicht der Fall; statt dessen lassen sich die kristallinreichen Fluvioglazialbildungen weiter im Westen (Breinetsried, Eurach) gut verfolgen (Kap. 6.5.1.1.). Sollte es sich aber um Vorstoßschotter des Isargletschers handeln, so könnten sie erst abgelagert worden sein, nachdem dieser den Kesselberg überschritten hatte. In einem solchen Fall müßten die Sedimente deutliche Anzeichen der Eisrandnähe zeigen (z.B. gekritzte Geschiebe, Feinkornanteil, Horizontal-schichtung, etc.); diese fehlen aber. Außerdem sind die Moränen des Isargletschers kristallinreicher und führen vor allem mehr Flysch- und Molassematerial als die Schotter im Wolfratshausener Becken.

Aufgrund der erläuterten Zusammenhänge scheint es gerechtfertigt die Schotter im Liegenden der Würmmoränen im Wolfratshausener Becken mit denen als Mittelwurm gedeuteten Schottern von Gstaig (Kap 6.4.2.1.) zu parallelisieren.

Tab. 17: Geröllbestand der frühglazialen Loisachschotter (Mittleres Würm)
in Stückprozent und ihre durchschnittliche Rundung
(ZAP = zentralalpines Material)

	Kalk	Dolomit	Klastit	ZAP	R%
Gstaig	60	38	+	2	46
Höfen	70	27	2	+	47
Königsdorf	60	38	2	+	45
Herrnhäusen	60	38	2	+	48

Tab. 18: Sedimentpetrographische Parameter der frühglazialen Schotter
(Mittleres Würm) von Gstaig, Herrnhäusen, Höfen und Königsdorf

Geröllbestand	50-60% Kalk, 38% Dolomit, 2% Klastit, 2% Kristallin				
Rundungsprozent	R = 45 - 48%				
Variationskoeffizient	V < 30%				
Morphogramm	0	I	II	III	IV
	-	26	66	8	-
Korngrößenzusammensetzung	5-10% Ton und Schluff, 7-15% Sand, 80-90% Kies				
Mittlere Korngröße	Md = 14 - 15 mm				
Sortierung	So = 2.5 - 3.0				
Schiefe	Sk = 0.55 - 0.65				
Ungleichförmigkeit	U = 45 - 50				
Maximale Korngröße	Kmax = 60 mm				
Anzahl der Proben	N = 19				

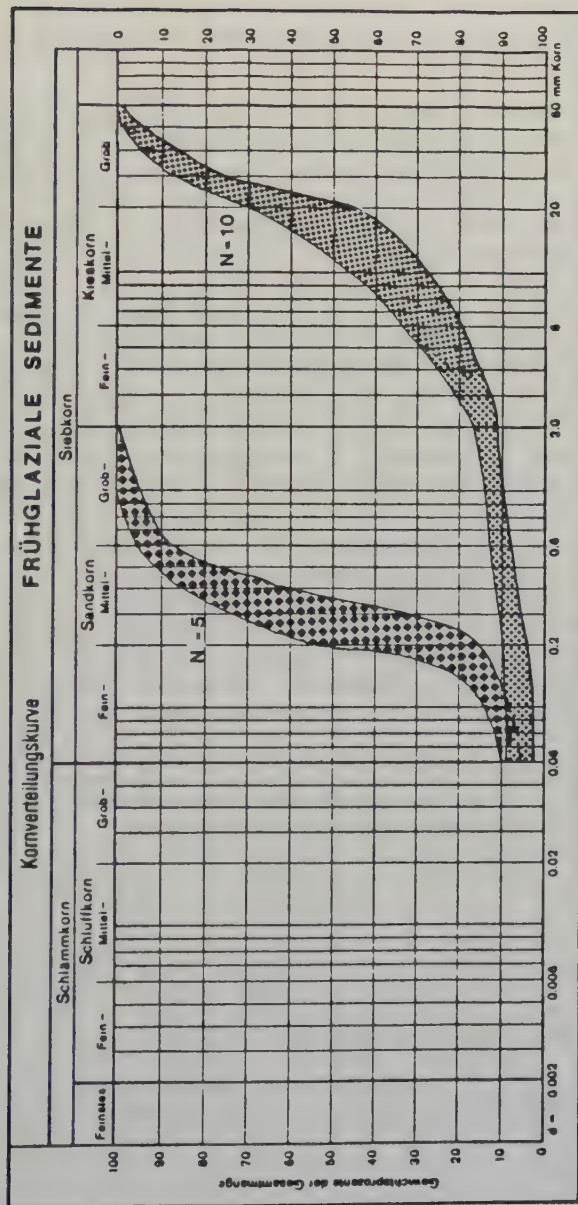


Abb. 12: Kornverteilungstypen von Sanden und Kiesen aus frühglazialen Schottern (Unteres und Mittleres Würm) der Lokalitäten: Gstaig 24, Herrnhäuser 29, Hofen 30, Königsdorf 33, Schwaiganger 47. Es wurden insgesamt 15 Korngrößenanalysen durchgeführt, 5 an Sandproben (fette Punktschraffur), 10 an Kiesen (feine Punktschraffur). Dargestellt sind die Einhüllenden der Summenkurven; der Bereich in dem die Kurven verlaufen ist schraffiert.

6.4.3. Die Bändertone von Baumkirchen

Die Tongrube von Baumkirchen gewährt Einblick in den Aufbau der Inntalerrasse im Gnadenwald östlich von Innsbruck. In den letzten Jahren konnten hier grundlegende Erkenntnisse über den Ablauf der letzten Vergletscherung des mittleren Inntals erarbeitet werden (FLIRI et al. 1970, 1972, FLIRI 1983, BORTENSCHLAGER 1983, PATZELT 1983), die wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung hier kurz zusammengefaßt werden.

Die inneralpinen Inntalerrassen folgen der heutigen Inntalfurche und erheben sich 200 - 300 m über den rezenten Talboden. Sie bestehen aus quartären Sedimenten verschiedener Eiszeiten, sowie aus Interglazial- und Interstadialbildungen. Die einzelnen Terrassen können sehr unterschiedlich aufgebaut sein und erschweren daher eine zuverlässige stratigraphische Gliederung. Genaue Angaben sind jedoch für die letzten 30 000 Jahre aus dem Profil Baumkirchen durch die Gnadenwaldterrasse bekannt:

Nach einer Erosionsphase erfolgte zwischen 31 000 und 27 000 Jahren BP die Ablagerung von über 100 m mächtigen Seetonen. Die Pollenführung deutet auf eine trockene, waldfreie Kaltsteppe mit viel Kräutern und nur gelegentlich vorkommenden, strauchigen Gehölzen (BORTENSCHLAGER 1983:82). Das höchstgelegene Holz - noch von 70 m Tonen überlagert - ergab ein ¹⁴C-Alter von 27 000 Jahren BP. Über den Seesedimenten folgen grobe, fluvioglaziale Vorstoßschotter.

Das Mittlere Würm endete also im Inntal vor ca. 25 000 Jahren BP mit der Verlandung eines Sees und der beginnenden Aufschotterung an der Stirn des herannahenden Innngletschers.

6.5 Oberes Würm

"Das Obere Würm beginnt - nach litologischen Kriterien - im Profil von Baumkirchen östlich Innsbruck mit dem Wechsel von den lakustrischen Tonen zu den darüber folgenden Vorstoßschottern" (CHALINE & JERZ 1984: 186). Die Vergletscherung kann - 14 C-Datierungen an Hölzern aus den Bändertonen zufolge - nicht vor 25 000 Jahren BP begonnen haben. "Ihr Höhepunkt wird vor rund 18 000 Jahren erreicht gewesen sein. Vor 14 000 Jahren BP war die Terrassenfläche beim Lanser See (810 m) bereits wieder eisfrei" (PATZELT 1983: 76). Somit kann der Eisaufbau und -Abbau der letzten großen Vergletscherung im Inntal nicht länger als 10 000 Jahre gedauert haben.

Ganz ähnliche Ergebnisse zeigen die Untersuchungen aus dem Traungletschergebiet: 14 C-Datierungen an organischen Resten aus den Seesedimenten von Mondsee im Liegenden der Würmmoräne ergaben, "daß der würmeiszeitliche Traungletscher das Mondseebecken...nicht vor dem 14 C-Datum 27 400 erreicht haben dürfte" (KOHL 1983: 156). Die spätglaziale Vegetationsentwicklung begann im Rödschitzer Moos, bei Bad Mitterndorf vor 15 400 Jahren BP in der Ältesten Dryas mit einer Pionier- und Steppenvegetation (DRAXLER 1983: 187).

Das Würmglazial endete mit dem Beginn des Holozäns vor ca. 10 300 Jahren. Der markante Klimaumschwung ist "gekennzeichnet durch den endgültigen Rückgang der Gletscher auf etwa neuzzeitliche bzw. postglaziale Größenordnung und mit dem Anstieg der Waldgrenze auf ungefähr heutige Höhenlage (PATZELT 1973, 1977)" MAISCH (1982: 93). Die Pleistozän/Holozän-Grenze ist noch nicht genau definiert (CHALINE & JERZ 1983).

Alle Sedimente des Oberen Würm stehen in unmittelbarer Beziehung zur letzten großen alpinen Vergletscherung und sind Zeugen des Eises oder seiner Schmelzwässer. Die Ablagerung begann erst, als die Eisströme aus dem Inntal über die Pässe in die Nördlichen Kalkalpen eindrangen. Die Summe aller glazialen, fluvioglazialen und glazilimnischen Bildungen, die von den Zungenbecken bis zu den Endmoränen und den mit ihnen verknüpften Schotterfluren vorkommen, bezeichnete PENCK (1901: 16) als "Glaziale Serie" und meinte damit sowohl die Ablagerungen als auch die Oberflächenformen.

Im folgenden werden alle Sedimente der "Glazialen Serie" aus dem würmzeitlichen Vereisungsgebiet des Isar-Loisachgletschers in ihrer lithostratigraphischen Sequenz beschrieben.

6.5.1. Vorstoßschotter

Die Vorstoßschotter sind die ältesten Sedimente des Oberen Würm; sie wurden im Vorfeld des vorstoßenden Gletschers von dessen Schmelzwässern abgelagert.

Bereits Mitte des 19. Jahrhunderts erkannten MARTINS (1842) und GASTALDI (1850), daß beim Herannahen einer Vergletscherung beträchtliche Schottermassen abgelagert würden (zit. in: PENCK 1882: 12). Diese fluvioglazialen Bildungen im Liegenden der Grundmoränen, die mit dem Anwachsen des Gletschers begannen, wurden von PENCK (1882, 1901) "Untere Glacialschotter" genannt und von den Schmelzwassersedimenten des Eiszerfalls im Hangenden der Moränen, den "Oberen Glacialschottern" unterschieden. Die Zugehörigkeit der "Unteren Glacialschotter" zu der "Glacialformation" leitete PENCK (1882: 143) aus dem Vorkommen von erratischem Material ab, welches nur durch den Innegletscher in das Flußgebiet von Isar und Loisach gelangen konnte. Zur Genese erklärte PENCK (1882: 167) "daß sie während des Herannahens der Vergletscherung entstanden, daß es die den Gletschern entströmenden Wasser waren, welche sie ablagerten, daß sie ihr Material den Grundmoränen der Vergletscherung entnahmen." Anlässlich der Diskussion um die von EBERL (1930) und KNAUER (1928, 1935) geforderte Vorrückungsphase der "älteren Würmeiszeit" verwendete TROLL (1936: 12,21,22) den Begriff "Anrückungsschotter", der von WEIDENBACH (1937: 66) in Vorstoßschotter abgewandelt wurde. MACHATSCHKE (1938: 126) sprach dann von "frühglazialen Vorstoßschottern" und prägte damit eine irreführende Formulierung, die bis heute gebraucht wird, obwohl bekannt ist, daß die Vergletscherung erst im Hochglazial begonnen haben kann und es keinerlei Beweise für einen etwaigen frühglazialen Gletschervorstoß ins Alpenvorland gibt. Wenn man aber nun den genetischen Begriff "Vorstoßschotter" mit einem zeitlichen Attribut erweitern will, so sollte von "hochglazialen" oder "oberwürmezeitlichen" Vorstoßschottern" gesprochen werden.

6.5.1.1. Vorstoßschotter aus dem zentralen Bereich des Loisachgletschers: "Murnauer Schotter"

Die wohl am besten untersuchten Vorstoßschotter des bayrischen Alpenvorlandes sind die des Loisach- bzw. Ammerseegletschers, die zwischen Murnau und Weilheim in großer Mächtigkeit anstehen. Der Begriff "Murnauer Schotter" findet sich bereits bei PENCK (1901: 339), der sie aber als Deltaschotter des später aufgegebenen Bühlvorstoßes interpretierte. Der hohe Anteil kristalliner Gesteine, die große Mächtigkeit und die Vielzahl der Aufschlüsse führten schon im ersten Viertel dieses Jahrhunderts zu einer eingehenden Bearbeitung (AIGNER 1913, ROTHPLETZ 1917).

Das Hauptverbreitungsgebiet der Murnauer Schotter liegt im zentralen Bereich des Ammerseegletschers zwischen Murnau und Weilheim im Kern der Murnauer Mulde, dem Gebiet zwischen Rieg- und Staffelsee und entlang der Loisach zwischen Ohlstadt und Großweil. Die östlichsten Vorkommen befinden sich südlich des Würmseebeckens bei Breinetsried und Eurach. Die Schotter wurden in den Lokalitäten Breinetsried (7), Eberfing (13), Eurach (17), Gstaig (24), Huglfing (31), Schwaiganger (47), Spatzenhausen (53) und Walterberg (64) nachgewiesen und sedimentpetrographisch untersucht.

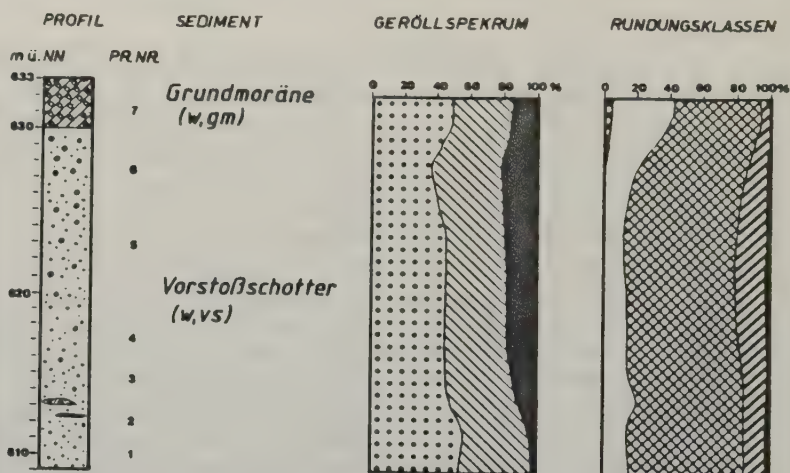
Die Mächtigkeit beträgt 10 - 20 m südlich der Loisach und 40 - 50 m im Kern der Murnauer Mulde (DOBEN & FRANK 1983). Die Schotter werden von geringmächtiger (1 - 2 m) Grundmoräne bedeckt, die meist ohne scharfe Grenze die Schotter überlagert. Lediglich bei Spatzenhausen und südöstlich von Huglfing waren über 5 m Grundmoräne aufgeschlossen. Das Liegende bilden zwischen Ohlstadt und Großweil frühglaziale Schotter und Schieferkohlen (Kap. 6.3, 6.4); südlich von Weilheim wurden unter den grobklastischen Sedimenten z.T. mächtige Seetone erbohrt (FRANK 1979). Die Abgrenzung der Murnauer Schotter gegen ältere, frühwürmzeitliche Schotter im Liegenden wurde bisher vermieden. DOBEN & FRANK (1983: 48, 49) erklären dazu "Aus kartistischen Gründen und in Anlehnung an die früheren Bearbeiter wird hier der gesamte Murnauer Schotter ins Frühwurm gestellt."

Charakteristisch für die Vorstoßschotter des Loisachgletschers sind hohe Kristallingehalte, die von unten (2%) nach oben auf 35 - 40% ansteigen und darin den zunehmenden Einfluß des Innegletschers dokumentieren (Abb. 13). Molassekomponenten kommen selbst im Bereich der Murnauer Mulde nur mit 1 - 2% vor. Bei den Karbonaten bildet der Dolomit den größeren Anteil (Tab. 19). Mit zunehmendem Kristallin sinken die Kalkgehalte ($r = -0.89$), während der Dolomitanteil etwa gleichbleibt. In den obersten Schichten der Schotter zeugen gekritzte Geschiebe von der sich verringernden Distanz zum Eisrand. Die Moränen gehen in der Regel durch zunehmenden Feinkornanteil aus den Schottern hervor und weisen die gleiche Grobkieszusammensetzung auf.

Die Schwermineralspektren zeigen eine typische Amphibol-Granat-Epidot-Staurolith-Vergesellschaftung, die unabhängig ist vom Anteil an zentralalpinem Material. Das Verhältnis Schwerminerale/Leichtminerale steigt jedoch mit zunehmendem Einfluß des Innegletschers beachtlich an (Abb. 24 in Kap. 7).

GROBSEDIMENTANALYSE

HUGLFING (31)



GROBSEDIMENTANALYSE

WALTERSBERG (64)

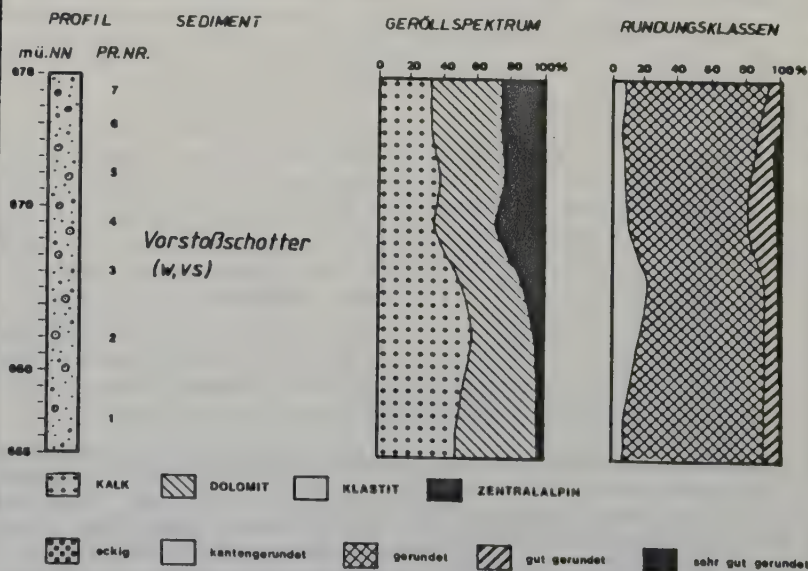


Abb. 13: Typische Geröll- und Rundungsspektren der Murnauer Schotter aus dem Raum Murnau - Weilheim

Bemerkenswert ist die auffallend gute Rundung der Gerölle, insbesondere weil man - da es sich ja um Moränenmaterial handelt - eher mit sehr viel kantigem Schutt rechnet. Berücksichtigt man jedoch, daß der Gletscher über seine eben noch aufgeschütteten Vorstoßschotter fließt und diese teilweise erodiert und wieder ausschmilzt, so wird klar, daß die gute Rundung als Funktion einer ständigen glazialen und fluvioglazialen Umlagerung beim Gletschervorstoß entstanden ist. Die durchschnittliche Rundung aller Komponenten steigt daher auch mit zunehmender Gletschnähe an; das trifft insbesondere auf die Dolomitrundung zu. Zwischen dem Kristallinanteil und der Dolomitrundung besteht eine sehr gute, positive Korrelation ($r = + 0.90$). Der relative Anstieg der Dolomitgehalte und die zunehmende Rundung sind möglicherweise ein Zeichen dafür, daß der Dolomit z.T. auch aus dem Einzugsgebiet des Innegletschers (z.B. Engadiner Dolomiten) stammen kann (vgl. auch Kap. 5.1.).

Die Murnauer Schotter bestehen aus schluffarmen, z.T. sandigen Kiesen, deren durchschnittliche Korngröße in der Mittel- bis Grobkiesfraktion liegt (Abb. 14). Die maximale Korngröße beträgt 10 - 25 cm und nimmt nach oben zu; häufig bildet eine Blocklage den Übergang zur Grundmoräne. In nach oben gekappten Korngrößenanalysen (Obergrenze ϕ 63 mm) läßt sich die Korngrößenzunahme gegen das Hangende jedoch nicht feststellen (DOBEN & FRANK 1983: 48).

Die Schichtung innerhalb der Schotter ist sanderförmig und annähernd horizontal ausgebildet. Lediglich in den unteren Partien der Vorstoßschotter ist z.T. Kreuz- oder Schrägschichtung erkennbar, die dann allerdings längst nicht so ausgeprägt erscheint, wie die der unterlagernden fluviatilen Kiese des Frühwürms (Fotos 9, 10). Die zunehmende Energie der Schmelzwässer äußert sich demzufolge sowohl in der Rundung als auch in der Korngrößenverteilung (Abb. 14) und in der Schichtung.

Die Ablagerung der Murnauer Schotter begann frühestens als Teile des Innegletschers die Pässe überwunden hatten und in die Täler der Nördlichen Kalkalpen vorstießen. Anfangs folgten die Schmelzwässer dem Loisachtal bis Großweil. Aufgrund der Verbreitung der kristallinreichen Schotter kann rekonstruiert werden, daß die Loisach dann aber nicht ins Kocheler und Wolfratshausener Becken entwässerte, sondern am Ostrand des Murnauer Molasseriegels über Sindelsdorf, Breinetsried und Eurach nach Norden floß. Durch die Verlandung des Wolfratshausener Sees im Mittelwurm (Schotteroberkante 636 m NN) verringerte sich das Fließgefälle derart, daß die mächtigen Schmelzwässer des Loisachgletschers zwischen Murnauer und Penzberger Molassemulde zum tiefer gelegenen Würmseestromten (Schotterunterkante ca. 620 m NN). Bereits KNAUER (1952: 16) schreibt, daß "die Loisach einst aus dem Kochelsee-Becken über Johannisried und Staltach zum Würmseestromten

Becken" floß. Das Alter dieser Talanlage ist unbekannt; es wurde aber immer dann benutzt, wenn das Kocheler und Wolf-ratshausener Becken durch Sedimente oder Eis plombiert waren (Kap. 6.5.5). Nachdem das Aufschüttungsniveau im Loisachtal die Höhe der Murnauer Molassebarriere erreicht hatte, strömten die Schmelzwässer in breiter Front direkt nach Norden zum Ammerseebecken.

Tab. 19: Sedimentpetrographische Parameter der Murnauer Schotter
(ZAP = zentralalpines Material)

Geröllbestand	30-35% Kalk, 30-40% Dolomit, 2-40% ZAP Dolomit $\geq$ Kalk				
Rundungsprozent	R = 45 - 55%				
Variationskoeffizient	V > 30%				
Morphogramm	0	I	II	III	IV
	-	15	68	15	2
Korngrößenzusammensetzung	0-5% Ton und Schluff, 5-20% Sand, 75-95% Kies				
Mittlere Korngröße	Md = 15 - 30 mm				
Sortierung	So = 2.0 - 3.0				
Schiefe	Sk = 0.5 - 0.6				
Ungleichförmigkeit	U = 20 - 40				
Maximale Korngröße	Kmax = 100 - 250 mm				
Anzahl der Proben	N = 56				

6.5.1.2. Vorstoßschotter aus den randlichen Bereichen des Loisachgletschers

Abgesehen von den Vorstoßschottern im Raum Murnau gibt es auch fluvioglaziale Ablagerungen in den randlichen Bereichen des ehemaligen Vorlandgletschers. Ein solches Vorkommen wurde bei Dettenhofen (10) westlich von Dießen am Ammersee untersucht.

Der hier 4 m mächtige Vorstoßschotter enthält gekritzte Geschiebe und geht ins Hangende ohne erkennbaren Hiatus in eine 3 m mächtige Grundmoräne über. Auch im Geröll- bzw. Geschiebestand besteht kein Unterschied. Im Gegensatz zu der kristallinreichen "Murnauer Fazies" enthalten die fluvioglazialen und glazialen Ablagerungen am Westrand des Ammerseegletschers ca. 20% Molasse- und Flyschkomponenten und vergleichsweise wenig erratisches Material (ca. 5%). Die Rundung ist mit $R = 44\%$ deutlich schlechter.

Im wesentlichen sind zwei Faktoren für diese Faziesunterschiede verantwortlich: Zum einen führen die alpinen Gletscher aufgrund von Seitenerosion, von Lokalgletscherzufluß und von Hangschuttaufnahme an ihren Flanken erhöhte Mengen kalkalpinen Materials, zum anderen hat der Loisachgletscher im westlichen Vorland bis zu 20% Molassematerial teils aus dem Anstehenden, teils aber auch aus älteren quartären Sedimenten aufgenommen.

Die Verbreitung der Vorstoßschotter außerhalb des zentralen Gletscherbereichs ist auf wenige Vorkommen von meist geringer Mächtigkeit beschränkt. Dazu gehören auch die fluvioglazialen Bildungen von Spornritt (54) aus dem Grenzgebiet zwischen Ammersee- und Würmseegletscher. Die hier steilstehenden, stark gestauchten Kies-Sand-Wechselagerungen bestehen größtenteils aus eckigem bis kantengerundetem Lokalmaterial ($R = 30\%$).

6.5.1.3. Fluvioglaziale Schotter aus dem östlichen Würmseegebiet (Degerndorf 9)

Das einzige untersuchte Vorkommen von fluvioglazialen Grobsedimenten im Liegenden von Grundmoräne des Würmseegletschers befindet sich bei Degerndorf (9), südwestlich von Wolfratshausen. Die sandigen Kiesaufschüttungen bilden drei kleine, von Grundmoräne überdeckte Wälle. Auch hier ist der Übergangsbereich zwischen Schottern und Moräne fließend. Während die Wallformen bisher als Moränenwälle (JERZ 1969) oder als Kames (SCHUMACHER 1981: 101) gedeutet wurden, ist die Verfasserin der Meinung, daß es sich um Oser, unter dem Eis abgelagerte Schmelzwasserbildungen, handelt. Dafür sprechen die in Längsrichtung eingeregellen Wallformen, der Aufbau aus Schottern und Grundmoräne und das Einfallen der

Schichten in Fließrichtung. Auch eine Bildung als Drumlin wäre denkbar. Dann müßten die fluvioglazialen Kiese als vom Eis drumlinisierte Vorstoßschotter angesprochen werden, wogegen allerdings deren nur auf die Wälle begrenzte Verbreitung einzuwenden ist.

Nach den sedimentpetrographischen Untersuchungen sind die ehemals als Vorstoßschotter des Würmsee- oder Wolfratshausener Gletschers angesprochenen Sedimente entweder fluviatil (Mittleres Würm) oder subglazial entstanden. Vorstoßschotter scheint es jedoch hier keine zu geben. Da der Walchensee keinen natürlichen Abfluß hatte, konnten die Schmelzwässer des Isargletschers erst nach Norden strömen, als der Kesselbergpaß überwunden war. Zur Ablagerung von Vorstoßschottern konnte es frühestens kommen, als das Eis im Vorland war. Wahrscheinlich spielt bei der Akkumulation von fluvioglazialen Schottern auch das Relief im Vorfeld des Gletschers eine wichtige Rolle. Während es im Loisachgletschervorland ausgedehnte Hohlformen (Loisachtal, Rieg- und Staffelsee Becken) gab, fehlten zwischen Kochel und Wolfratshausen entsprechende Sedimentfallen; die Seen waren im Laufe des Frühglazials verlandet (Kap. 6.4.2.2.), das verlassene Loisachtal aufgeschottert (Kap. 6.5.1.1.).

6.5.1.4. Vorstoßschotter des Isargletschers im alpinen Isartal bei Mittenwald und am Walchensee

Im Isartal bei Mittenwald/Am Horn (1) und bei Einsiedel auf der Halbinsel Zwerger am Walchensee (14) sind Vorstoßschotter des Isargletschers aufgeschlossen. Es handelt sich um Kies-Sand-Wechsellagerungen im Liegenden einer bis zu 5 m mächtigen Grundmoräne. Die oberen Schichten der Schotter sind konglomeriert, wodurch eine scharfe Grenze vorgetäuscht wird, obwohl auch hier der Übergang eher fließend ist. Unterschiede in der Grobkieszusammensetzung bestehen nicht. Der Anteil an Fernmaterial steigt nach oben auf maximal 7% an (Tab. 20). Besonders auffällig ist die zum Hangenden ansteigende Rundung bei abnehmendem Variationskoeffizienten. Eine solche Zunahme der Morphogrammreife (Abb. 15) wurde bereits bei den Murnauer Schottern beschrieben und läßt sich auf mehrfache glaziale und fluvioglaziale Umlagerung zurückführen.

Die Schwermineralspektren zeigen eine typisch alpine Amphibol-Granat-Epidot-Staurolith-Vergesellschaftung mit nach oben zunehmendem Apatitgehalten (Abb. 15).

SEDIMENTANALYSE EINSIEDEL (14)

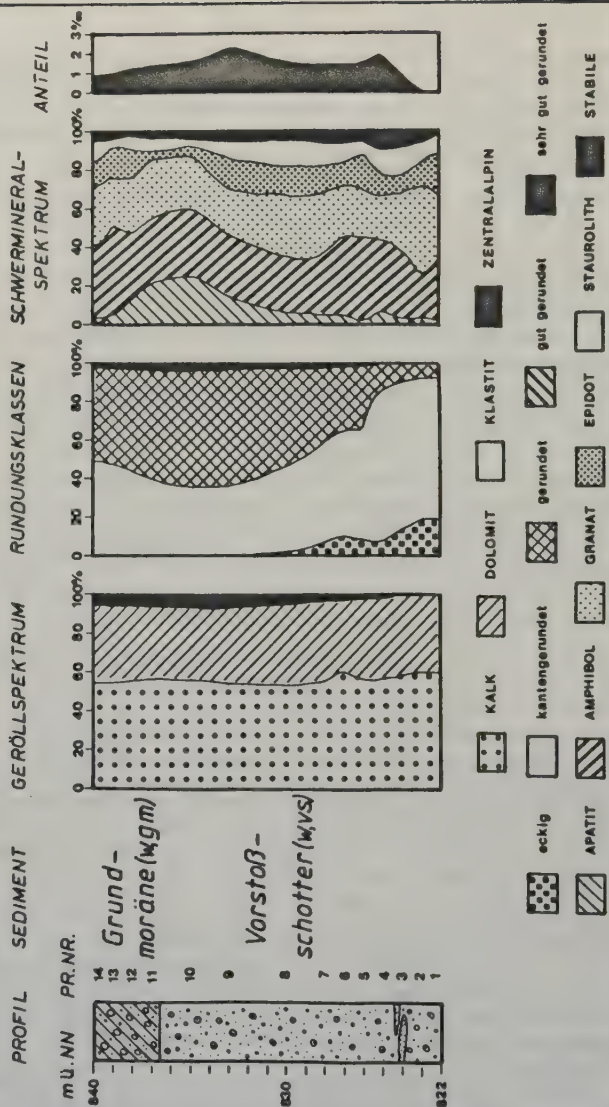


Abb. 15: Profil, Geröll-, Rundungs- und Schwermineralspektrum hochglazialer Sedimente (Oberes Würm) aus der Kiesgrube bei Einsiedel. Der Schwermineralanteil der Feinsandfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm) ist durch die schwarze Signatur gekennzeichnet.

Tab. 20: Sedimentpetrographische Parameter der Vorstoß-
schotter aus dem alpinen Isartal
(ZAP = zentralalpines Material)

Geröllbestand	55-60% Kalk, 40% Dolomit, 2-7% ZAP Kalk > Dolomit
Rundungsprozent	R = 25 - 41% ansteigend
Variationskoeffizient	V = 50 - 30% abnehmend
Korngrößenzusammensetzung	0-5% Ton und Schluff, 12% Sand, 85% Kies
Mittlere Korngröße	Md = 14.5 mm
Sortierung	So = 2.5 - 3.0 mm
Schiefe	Sk = 0.55 - 0.7
Ungleichförmigkeit	U = 25 - 45
Maximale Korngröße	Kmax = 80 - 85 mm
Anzahl der Proben	N = 14

6.5.1.5. Vorstoßschotter des Tölzer Gletschers

Vorstoßschotter des Tölzer Gletschers kommen entlang des ehemaligen Isartals (KNAUER 1952: 12) zwischen Reichersbeuern (45), Waakirchen (62) und Krottenthal (36) vor. Sie bestehen aus stark sandigen Kiesen und Kies-Sand-Wechsellaagerungen, die in den unteren Partien Kreuzschichtung aufweisen. In den oberen Lagen der bis zu 15 m mächtigen, fluvio-glazialen Sedimente kommen gekritzte Geschiebe vor, die den Übergang zur Moräne andeuten. Die Schotter sind schlecht sortiert und weisen zum Hangenden Kornvergröberung auf.

Von den Karbonaten überwiegt Kalk mit bis zu 60% über Dolomit mit einem Anteil von ca. 32%. Molasse- und Flyschkomponenten stellen die restlichen 10%, während kristalline Gesteine kaum zu finden sind. Durch die mehrfache Aufspaltung des Isargletschers und den starken Einfluß von Lokalmaterial wurde der bei Mittenwald noch 6-7% betragende Fernanteil auf knapp 1% reduziert. Die Rundung (R = 35%) ist relativ schlecht.

6.5.1.6. Zusammenfassung

Die größte Verbreitung besitzen die Vorstoßschotter dort, wo die Schmelzwässer bereits bestehende Talungen der Isar und Loisach benutzen und aufschütten konnten. Die Sedimentation setzte zu Beginn des Hochglazials im Oberen Würm ein, als Teile des Innegletschers über die Pässe in die Täler der Nördlichen Kalkalpen vorstießen. So setzte die Bildung der Murnauer Schotter mit der Überschreitung des Loisachgletschers über den Fernpaß und die Bildung der Vorstoßschotter im Gebiet östlich Tölz mit der Überquerung des Seefelder Passes und Buchener Sattels ein. Lediglich im Vorfeld des Isargletschers unterblieb zunächst die Ablagerung von Vorstoßschottern mangels eines Talausgangs. Erst als der Gletscher das Niveau des Kesselbergs erreicht hatte, konnten die Schmelzwässer nach Norden abfließen.

Für die Vorstoßschotter ist der zunehmende Einfluß des herannahenden Gletschers charakteristisch. Im Gebiet des Isar-Loisachgletschers drückt sich die Gletschernähe durch ins Hangende zunehmende Kristallingehalte, durch das Auftreten von gekritzten Geschieben, durch ansteigende Maximal Korngröße und durch gut gerundete, mehrfach umgelagerte Gerölle aus. Meist besteht ein kontinuierlicher Übergang zwischen den Vorstoßschottern und der überlagernden Grundmoräne. Nachdem die Talungen aufgeschottert waren, strömten die Schmelzwässer in breiter Front nach Norden und bildeten große Sanderflächen. Die Kieslagen sind daher vorwiegend horizontal geschichtet.

Die früher z.T. als Vorstoßschotter beschriebenen Sedimente bestehen teilweise aus älteren, fluvialen Bildungen des Frühwürm, die nicht mit dem Gletschervorstoß in Verbindung zu bringen sind. Auch von den hochglazialen Schmelzwasserablagerungen sind nicht alle im Vorfeld des herannahenden Gletschers entstanden. Zumindest die wallförmigen Aufschüttungen von Degerndorf können als osartige, subglaziale Schmelzwassersedimente gedeutet werden.

6.5.2. Grundmoränen

Das Studium der Glazialerscheinungen, angeregt durch die Entdeckung von erratischen Blöcken, führte schon früh zu der Beobachtung, daß "eine Schlamm- und Geröllschicht ... den geschliffenen Fels unter dem Eise bedeckt" (PENCK 1882: 34). Diese von AGASSIZ (1841: 176) als Gletscherschlamm, "boue glaciaire", beschriebene Schicht ging 1842 durch MARTINS als "Grundmoräne" in den geowissenschaftlichen Sprachschatz ein.

Unter dem Begriff Grundmoräne versteht man den vom Gletscher an seiner Basis transportierten und abgelagerten Schutt, der aus Gesteinen des aufgearbeiteten Untergrundes und aus Eisfrachtgeschieben zusammengesetzt ist. Durch Druck und Reibung wird das Material unter dem sich bewegenden Eis poliert, gekritzelt, zerkleinert und stark verdichtet. Es ist unsortiert, im allgemeinen ungeschichtet und besitzt vielfach Scherflächen; die Geschiebe sind häufig in Fließrichtung des Eises eingeregelt.

Die Bezeichnung Grundmoräne bezieht sich sowohl auf das Sediment als auch auf die von ihr geprägte Landschaft. Der Frage, "ob die Landschafts-Form oder ihr geologisch-sedimentologischer Inhalt das primäre Kriterium sei, um eiszeitliche Relikterscheinungen im Alpenvorland genetisch einzuordnen und zu erklären" (SCHLÜCHTER 1980: 101), ist vor allem GERMAN nachgegangen. Die von GERMAN (1968, 1972) aufgestellte Moränenklassifikation nach Sediment und Form konnte sich jedoch nicht durchsetzen. Auch der aus dem englischen Sprachgebrauch stammende Begriff "till" anstelle von Moräne, der im norddeutschen Vereisungsgebiet zunehmend Verbreitung findet (STEPHAN & EHLERS 1983: 239), wird im Alpenvorland bislang kaum verwendet.

Die Grundmoränenlandschaft des nördlichen Alpenvorlandes bildet "weit ausgedehnte ebene Flächen" (PENCK 1901: 128) mit flach welligen und buckeligen Formen (JERZ 1969: 51). Die Moränen sind im allgemeinen sehr dicht gelagert, schluffreich und enthalten einen deutlich geringeren Grobkiesanteil als vergleichbare Endmoränen. Als maximale Korngröße kommen bei Habach Blöcke mit 3 - 4 m Durchmesser vor; PENCK (1882: 36) berichtet von 2 - 4 m großen gekritzten Geschieben im Isartal bei Wallgau. Die Mächtigkeit der Grundmoränen schwankt zwischen 1 - 2 m auf den Schotterebenen (z.B. im Murnauer Raum) und bis zu 20 m in den glazialen Becken (z.B. westlich vom Lothdorfer Becken, Doben & Frank 1983: 49).

Die Drumlins bilden eine besondere Ablagerungsform der Grundmoräne. Sie sind "mehr oder weniger langgestreckte, aus Grundmoränenmaterial bestehende und in der Richtung der Eisbewegung liegende elliptische Rücken" (WAHNSCHAFTE & SCHUCHT 1921, zit. in WOLDSTEDT 1961: 97), die in Schwärmen auftreten und stets wechselständig angeordnet sind. "Die dem Eis zugewandte Seite (Luv- oder Sloßseite) ist im allgemeinen breiter und steiler, die abgewandte Seite (Leeseite) weniger breit und weniger stark geböscht" (JERZ 1969: 54).

Die Drumlins bestehen meist nur an der Oberfläche aus Grundmoränenmaterial. Den Kern können Vorstoßschotter, frühwürmzeitliche Sedimente oder ältere, verbackene Kiese, je nach den Gesteinen im Liegenden bilden. "Als Untergrundbildungen des Eises" zeigen die Drumlins die Auswirkungen aller "Gesetzmäßigkeit der strömenden Bewegung" (EBERS 1934:

66) und sind somit als Bildungen des Gletschervorstoßes anzusehen und nicht als "drumlinogene Toteisformen" (GAREIS 1978). "Sie können als Ausgleichsformen aufgefaßt werden, die im Zusammenwirken der abtragenden Kräfte des Eises und des Widerstandes des Untergrundes gebildet worden sind (SCHÄFER 1933, zit. in JERZ 1969: 55). Die Drumlins entstanden dort, wo die Kraft des fließenden Eises durch Geländeauftragungen oder an der Nahtstelle zweier Gletscher gebremst wurde.

Die bekanntesten Drumlinvorkommen des Isar-Loisach-Vorlandgletschers sind das Eberfinger Drumlinfeld (ROTHPLETZ 1917: 270, EBERS 1934: 132; Abb. 28 im Anhang) und das Herrnhäuser - Königsdorfer Drumlinfeld (TROLL 1925: 285, JERZ 1969: 53).

Die Korngrößenzusammensetzung des "Moränenmaterials würmzeitlicher Vorlandgletscher ändert sich in charakteristischer Weise von den Endmoränen an der Peripherie des Vereisungsgebietes zu den Grundmoränen der Stammbecken" (GROTTENTHALER 1983: 17). Während die Endmoränen relativ schluffarm und sandig-kiesig ausgebildet sind, herrscht bei den Grundmoränen der Feinkornanteil vor. Die untersuchten Grundmoränen ließen sich in drei Morärentypen unterscheiden (Bezeichnung nach GROTTENTHALER 1983: 18):

- schluffig-kiesige Moräne (Abb. 16)
- kiesig-schluffige Moräne (Abb. 16)
- sandig-kiesige Moräne (Abb. 17)

Tabelle 21: Korngrößenparameter von Grundmoränen

	kiesig-schluffig	schluffig-kiesig	sandig-kiesig
Korngrößenzusammensetzung	10-17% Ton, 35-50% Schluff, 15-20% Sand, 15-35% Kies	10-15% Ton, 25-30% Schluff, ca.15% Sand, 40-55% Kies	3-10% Ton, 20-25% Schluff, 20-25% Sand, 40-55% Kies
Mittlere Korngröße	0.015-0.08 mm Grobschluff	0.2-1.0 mm Mittelsand	0.70-5.0 mm Grobsand - Feinkies
Sortierung Ungleichförmigkeit	unsortiert ungleichförmig		
Verteilung	mehrgipfelig		rechts schief
Anzahl der Proben	N = 6	N = 9	N = 9

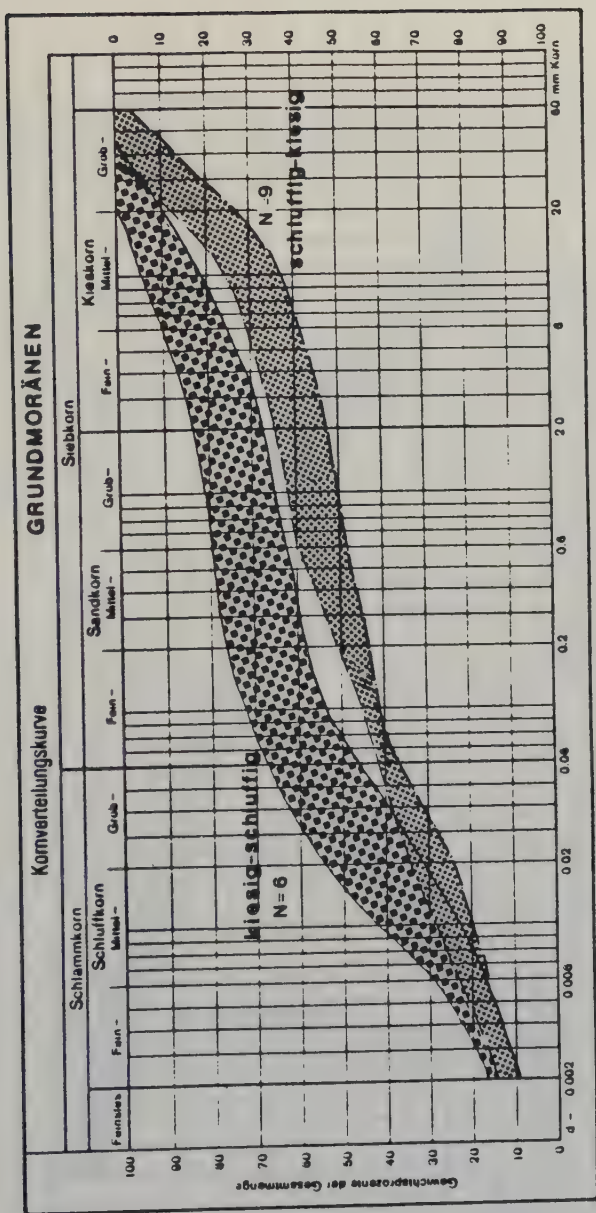


Abb. 16: Kornverteilungstypen von kiesig-schluffigen und schluffig-kiesigen Grundmoränen. Es wurden insgesamt 15 Korngrößenanalysen durchgeführt; sechs Proben gehören zum kiesig-schluffigen Moränentyp (Herrnhäuser 29, Nassereith 38, Obervenz 41, Seeshaupt 51), neun Proben gehören zum schluffig-kiesigen Moränentyp (Degerndorf 9, Gslang 24, Herrnhäuser 29, Huglfing 31, Spaltenhausen 53, Weidenhof 65). Dargestellt sind die Einhüllenden der Summenkurven; der Bereich in dem die Kurven verlaufen ist schraffiert.

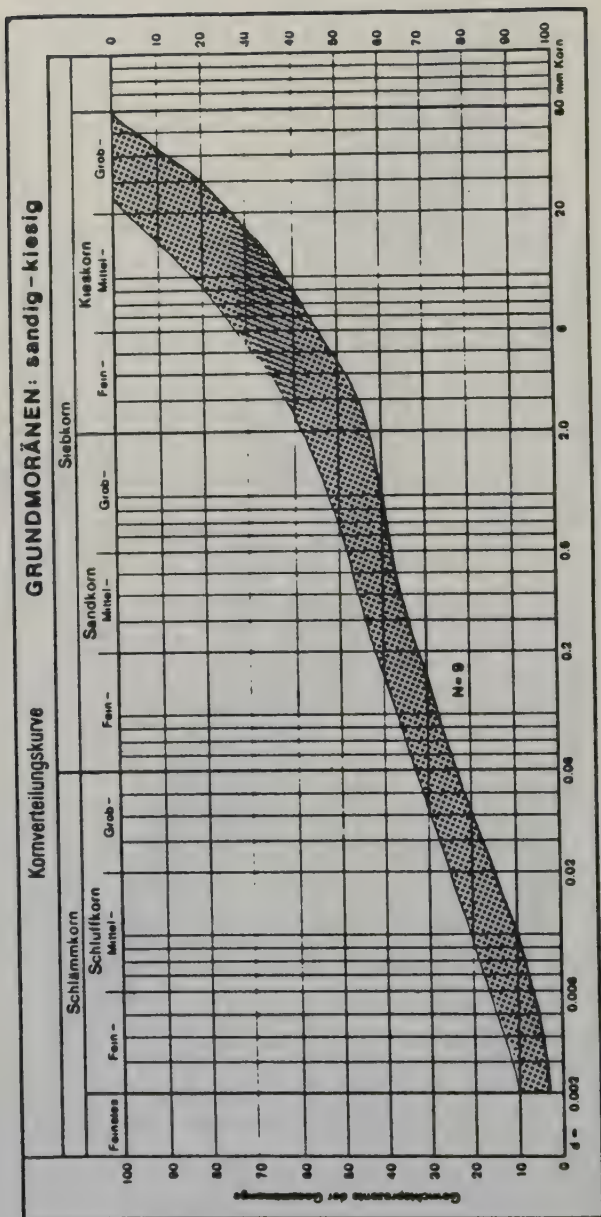


Abb. 17: Kornverteilungstyp von sandig-kiesigen Grundmoränen aus den Lokalitäten: Degerndorf 9, Einsiedel 13, Grainau 20, Gries 22, Nassereith 38, Walchensee 63. Dargestellt sind die Einhüllenden der Summenkurven; der Bereich in dem die Kurven verlaufen ist schraffiert.

Eine Unterscheidung in eine schluffig-tonige Grundmoräne und eine überlagernde kiesig-schluffige Abschmelzmoräne (JERZ 1969: 51) ist meist nicht möglich. Nur bei Habach (26) zeigte sich die Moräne in lehrbuchhafter Weise dreigeteilt (Abb. 18).

Der insgesamt 4.50 m mächtige Moränenkomplex lagert auf schluffreichen, schlecht sortierten fluvioglazialen Schottern, die wahrscheinlich subglazial sedimentiert wurden. Die Moräne selbst beginnt mit einem 1 m mächtigen, sehr dichten, feinkiesigen Geschiebelehm. Er wird von einer ebenso mächtigen schluffigen Moräne überlagert, die einen wesentlich höheren Grobkies- und Blockanteil beinhaltet. Die Kornvergrößerung steigert sich ins Hangende in eine mindestens 2.50 m mächtige, schluffig-kiesige Obermoräne mit Riesenfindlingen von 2 - 4 m Kantenlänge (Abb. 18). Die Grenzen zwischen den Moränenhorizonten sind aufgrund des Materialwechsels gut zu erkennen.

Ein ganz ähnlicher Aufbau ist von STEPHAN & EHLERS (1983: 239) für norddeutsche Moränentypen beschrieben worden. Sie unterscheiden eine klassische Grundmoräne = "basal till" in eine liegenden "lodgement till" und einen hangenden "basal melt-out till". Darüber lagert im Idealfall ein "supraglacial melt-out till", der während des Eiszerfalls im Sinne einer Abschmelzmoräne entstanden ist (vgl. VAN HUSEN 1982: 201). Der "lodgement till", in Habach als dichter, Geschiebelehm ausgebildet, wird im schuttreichen basalen Teil des vorstoßenden, aktiven Gletschers transportiert und auf den Untergrund gepreßt. Der "basal melt-out till" entsteht hingegen während Haltephasen durch das Ausschmelzen von Eisfracht an der Basis eines stagnierenden Gletschers und ist grobkörniger. Zerfällt das Eis, kann sich aus dem Obermoränenmaterial ein blockreicher "supraglacial melt-out till" bilden, der als wallförmige Aufschüttung die Grundmoräne überlagern kann.

Diese drei Moränentypen spiegeln in eindrucksvoller Weise die Moränenfazies vom Vorstoß bis zum Eiszerfall wider.

Die Lokalität Habach ist das einzige Vorkommen im Untersuchungsgebiet, wo eine solche Moränendifferenzierung möglich ist; bei allen anderen Aufschlüssen wird von Grundmoräne im Sinne eines ungegliederten "basal tills" gesprochen.

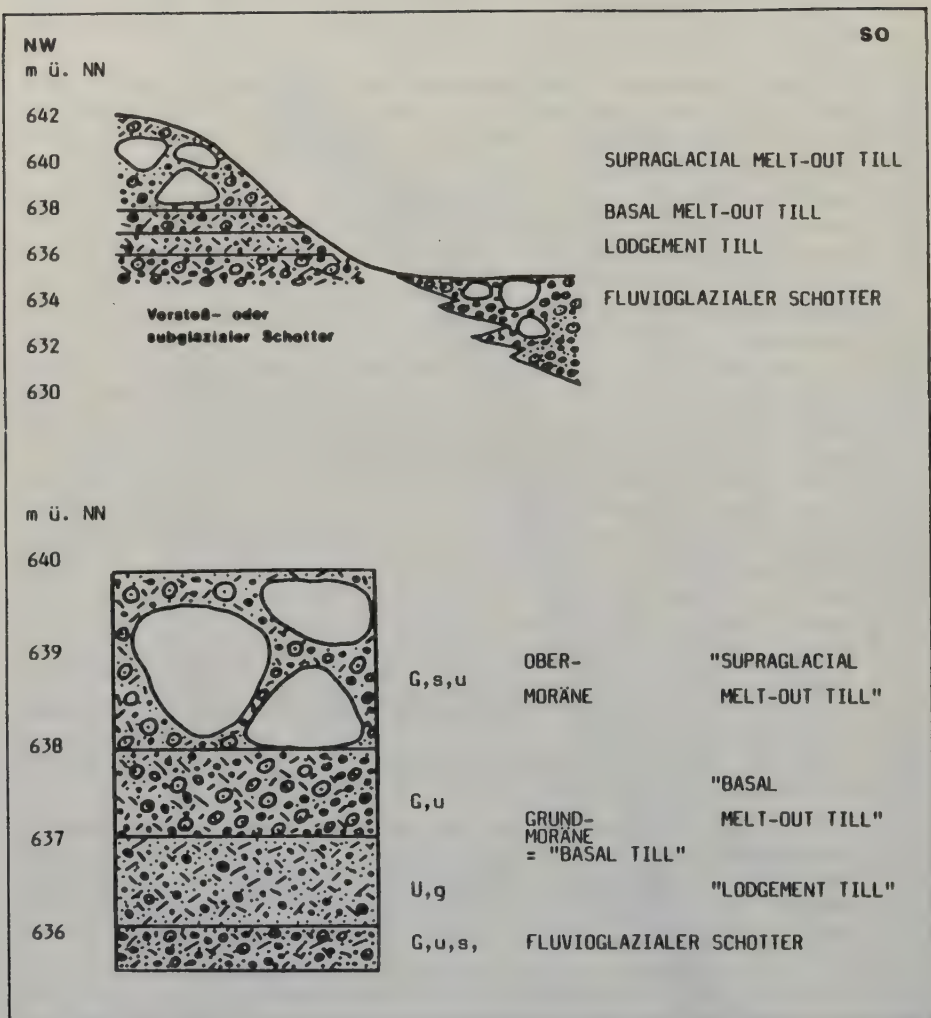


Abb. 10: Schematisches Profil aus der Kiesgrube östlich von Habach

Der Geschiebebestand der Grundmoränen ändert sich in Abhängigkeit vom Einzugsgebiet des Isar-Loisachgletschers. Lithofazielle Unterschiede bestehen sowohl zwischen verschiedenen Gletscherströmen als auch innerhalb eines Gletschers vom Zentrum zur Peripherie (Kap. 5).

Die Rundung der Geschiebe ist stark von den unterlagernden Sedimenten abhängig. Handelt es sich um Vorstoßschotter oder fluvatile Grobkiese (Dettenhofen, Einsiedel, Huglfing, Königsdorf), dann entspricht die Morphometrie annähernd derjenigen der Schotter im Liegenden ($R \approx 40-45\%$). Besteht das Liegende aus anstehendem Fels, so ist die Rundung deutlich schlechter ($R \approx 25-35\%$). Es kommen zwar alle Rundungsklassen von eckig bis sehr gut gerundet vor, aber das Maximum liegt meist im kantengerundeten Bereich. Der Variationskoeffizient ist entsprechend hoch (Tab. 22).

Berücksichtigt man die Transportweite, so zeigt sich, daß die Moränengeschiebe im Inneralpin etwas schlechter gerundet sind als im Vorland. Auch die Variationbreite ist im Süden deutlich größer als im Norden.

Tab. 22: Rundungsgradspektren von Moränen des Isar-Loisachgletschers
(0 = eckig, I = kantengerundet, II = gerundet,
III+IV = gut und sehr gut gerundet)

Lokalitäten	Rundungsklassen (in %)				R%	V%
	0	I	II	III+IV		
Lokalmoränen im Inneralpin						
Eschenlohe	43	42	13	2	18	102
Krameralaine	50	41	8	1	15	113
Gries	25	74	1	-	19	59
Wengwies	85	10	4	1	5	265
Grundmoränen im Inneralpin						
Am Horn	3	71	23	3	32	46
Aschland	40	58	2	-	15	85
Breitenau	8	55	34	3	33	50
Einsiedel	1	23	73	3	45	28
Ettal	35	51	12	2	18	88
Grainau	3	62	32	3	34	43
Nassereith	38	54	7	1	18	91
	55	43	2	-	11	114
Walchensee	2	43	52	3	39	37
Weisland	11	70	19	-	27	50
	9	59	32	-	30	49
Grundmoränen im Alpenvorland						
Degerndorf	13	36	44	7	36	56
	14	44	36	6	34	60
Dettenhofen	2	26	63	9	45	35
Herrnhäusen	9	43	43	5	36	50
Höfen	24	60	15	1	23	70
Huglfing	5	32	60	3	40	40
Königsdorf	2	31	58	9	44	38
Schwaigwall	1	32	63	4	43	32
Spatzenhausen	11	42	42	5	35	54
Spornritt	20	64	15	1	24	63
Thaining	13	41	45	1	33	53
Unterhirschberg	8	51	38	3	35	51
Weidenhof	5	55	38	2	34	45
Wieling	9	31	52	8	40	49
Moränenwälle im Inneralpin und im Alpenvorland						
Apfeldorf	3	23	61	13	46	39
Brandenberg	8	21	52	19	46	47
Haarkirchen	1	27	65	7	45	34
Habach	8	30	58	4	40	45
Neufahrn	13	47	34	6	34	61
Oberwarngau	4	62	33	1	33	43
Obtarrenz	1	49	46	4	38	39
Osterwarngau	4	61	31	4	34	48
Reindlau	4	73	23	-	30	40
Schönwag	1	23	71	5	45	30
Sufferloh	5	65	27	3	32	47
Türkenfeld	6	44	44	6	38	47

6.5.3. Hochwürmglaziale Endmoränen des Isar-Loisach-Vorlandgletschers

Der Höhepunkt der letzten großen alpinen Vergletscherung vor ca. 18 000 Jahren war gekennzeichnet durch die maximale Eisausdehnung im Alpenvorland, die sich anhand des Verlaufs der Endmoränen rekonstruieren läßt. Von allen südbayerischen Vorlandgletschern drang der Loisachgletscher am weitesten vom Alpenrand nach Norden (60 km) vor. Der Isargletscher erreichte vom Kesselberg aus noch eine Länge von 45 km, während der Tölzer Gletscher nur mehr 18 km zurücklegte.

Die Endmoränen bilden langgestreckte Wälle, die an der Gletscherstirn während Haltephasen abgelagert wurden. Sie bestehen z.T. aus Grundmoränenmaterial und aus dem Schutt, den der Gletscher vor sich her schob. Die Hügelzüge erheben sich maximal mit 40-50 m, durchschnittlich aber mit 20-30 m über die umgebende Glaziallandschaft (PENCK 1882: 114). Häufig besteht ein Hauptwall aus mehreren zusammengesetzten Formen.

Im Gebiet des Isar-Loisach-Vorlandgletschers wurden von ROTHPLETZ (1917), KNAUER (1929, 1931) und TROLL (1925) im wesentlichen drei würmglaziale Moränenzüge unterschieden, die jeweils aufeinanderfolgenden Haltephasen des abschmelzenden Gletschers entsprechen. Die äußersten Endmoränenwälle markieren die maximale Eisausdehnung und sind die ältesten Bildungen. Nach innen folgen die mittleren Moränenwälle der ersten Rückzugsphase, d.h. der ersten Haltephase während des Abschmelzens. Der "sogenannte innere Kranz von Endmoränen, welcher überall die Zweigbecken der Gletscher umsäumt und die Grundmoränenlandschaft mit den Drumlinfeldern nach außen abschließt" (TROLL 1925: 282), entstand während der zweiten Rückzugsphase.

Die Unterscheidung eines äußeren, maximalen Gletscherstandes von zwei jüngeren, innen gelegenen Rückzugsphasen ist im ganzen nördlichen Alpenvorland durchgeführt worden und zeigt, daß der Eisabbau in den Alpen überall kontinuierlich verlief. Dadurch konnten die Vorstellungen von EBERL (1930) und KNAUER (1928, 1935, 1937) über innere, frühwürmzeitliche Endmoränen, die später im Hochwürm überfahren worden sein sollen, widerlegt werden (TROLL 1936).

Die verschiedenen Gletscherhalte mit ihren Endmoränen werden je nach Vereisungsgebiet mit entsprechenden Lokalnamen bezeichnet, die in Tabelle 23 für den Isar-Loisach-Vorlandgletscher zusammengestellt sind.

Tab. 23: Die Rückzugsphasen des Isar-Loisach-Vorlandgletschers
(nach TROLL 1925 und KALLENBACH 1964)

AMMERSEE- GLETSCHER		WÜRMSEE- GLETSCHER	WOLFRATSHAUSENER GLETSCHER	TÜLZER GLETSCHER
TROLL 1925		TROLL 1925	TROLL 1925	KALLENBACH 1964
Max.stand	Reichling	Hanfeld	Hohenschäftlarn	Hartpennig- Höllersberg
1. Rückzug	St.Ottilien	Söcking	Ebenhausen	Schindelberg- Piesenkam
2. Rückzug	Wessobrunn	Starnberg	Münsing-Icking	Sachsenkam
Weilheimer Phase (TROLL 1925)				

Die Endmoränen sind Sedimente eines aktiven, nur scheinbar stagnierenden Gletschers, bei dem Vorstoßen und Abschmelzen im Gleichgewicht stehen, so daß er seine Lage nicht verändert. Auf diese Weise werden an der Gletscherstirn Moränenwälle aufgeschüttet. Diese bestehen in der dem Eis zugewandten Hälfte aus schluffig-kiesigem Material, welches aus der Grundmoräne stammt. Nach außen macht sich dann der Einfluß des abfließenden Wassers durch verminderten Feinkornanteil und zunehmende Schichtung bemerkbar. Die Endmoräne geht stufenlos in den Übergangskegel über, der bereits im Zentrum eines Moränenwalls wurzeln kann. Die Schichtung fällt mit durchschnittlich 10-20° vom Eisrand weg und verflacht zum Niederterrassenfeld, in welches der Übergangskegel einmündet (Abb. 19).

Im Gegensatz zu den Grundmoränen sind die Endmoränen nicht so dicht gelagert und schluffärmer. Die Kornverteilung entspricht dem sandig-kiesigen Morärentyp (Abb. 17, 20), der von GROTTENTHALER (1983) für die Endmoränen des Isar-Loisach- und Inngletschers ermittelt wurde. Die Rundung der Geschiebe ist in den Endmoränen etwas besser als in den Grundmoränen und variiert nicht so stark (Tab. 22).

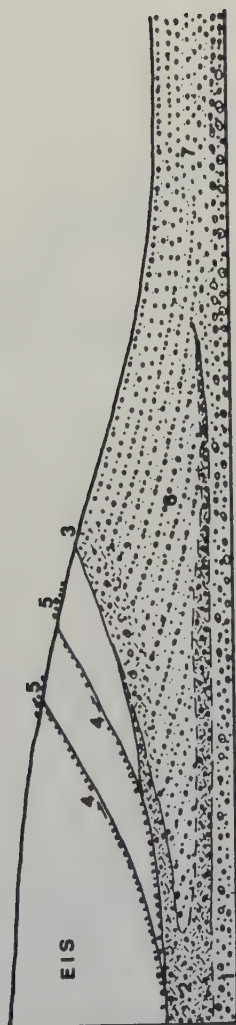


Abb. 19: Schematisierte vertikale und horizontale Sedimentabfolge am Gletscherende, verändert nach VAN HUSEN (1982)

- 1 Vorstoßschotter
- 2 Grundmoräne
- 3 Endmoräne
- 4 Scherflächen im Eis
- 5 Moränenmaterial auf der Gletscheroberfläche
- 6 Übergangskegel
- 7 Niederterrasse

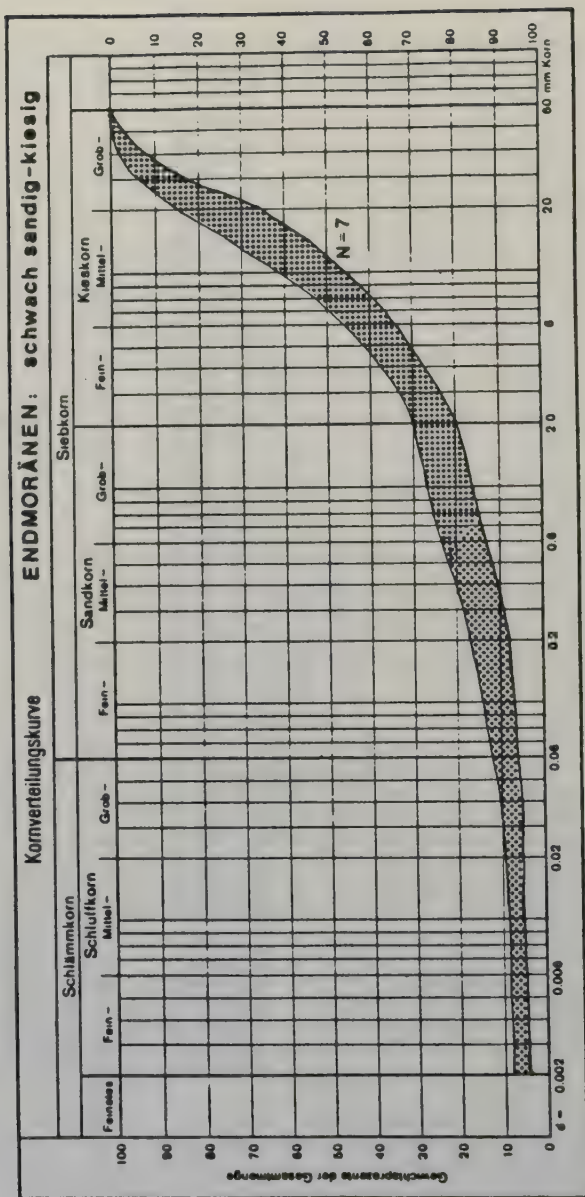


Abb. 20: Kornverteilungstyp von sandig-kiesigen Endmoränen aus den Lokalitäten: Haarkirchen (25), Habach (26), Neufahrn (39)
Es wurden sieben Korngrößenanalysen durchgeführt. Dargestellt sind die Einhüllenden der Summenkurven; der Bereich in dem die Kurven verlaufen ist schraffiert.

6.5.4. Hochwürmglaziale Schmelzwassersedimente

Während des maximalen Gletscherstandes erfolgte die Entwässerung in zentrifugaler Richtung vom Eisrand nach Norden. Aus den Gletschertoren und von den äußersten Endmoränen strömten die Schmelzwässer auf die Münchener Schotterebene und schütteten großflächig die Niederterrassen auf. Aufgrund der Verknüpfung mit den beiden äußeren Endmoränenzügen können die Niederterrassenschotter ins Würmhochglazial (Oberes Würm) eingestuft werden.

Die Niederterrassenschotter von Geltendorf (19), Jesenwang (32) und Taufkirchen (56) bestehen aus mäßig sortierten Kies-Sand-Wechsellagerungen mit horizontaler Schichtung. Die Gerölle sind im Vergleich zu den Endmoränengeschieben etwas besser gerundet und weisen keine Kritzer mehr auf.

Vom Sedimenttyp gleichen die Niederterrassenschotter den Vorstoßschottern. Eine Unterscheidung beider Sedimente ist oft nur aus der Lage zu den Moränen möglich und wird im Gletschervorfeld äußerst schwierig. Dabei ist es durchaus wahrscheinlich, daß die Schmelzwasserterrassen im basalen Teil aus Vorstoßschottern bestehen. In den Decken- und Hochterrassenschottern von Taufkirchen weisen zum Hangenden zunehmende Kristallingehalte auf solche stratigraphischen Unterschiede hin (Abb. 29 in Kap. 11).

Beim Abschmelzen des Gletschers von seinem Maximalstand bildeten sich an den Innenseiten der äußersten Endmoränen periphere Abflußrinnen, denen die Schmelzwässer bis zum nächsten Endmoränendurchbruch folgten, um von dort aus zentrifugal abzufließen. Ein solches ehemaliges Schmelzwassertal befindet sich z.B. im westlichen Ammerseegletschergebiet zwischen Lengenfeld und Pürgen (DIEZ 1973). Sedimentologisch und stratigraphisch entsprechen diese Schmelzwasserbildungen den Schottern der Niederterrasse.

Auch zwischen der ersten und zweiten Rückzugsphase bildete sich ein peripheres Entwässerungsnetz innerhalb der annähernd parallel verlaufenden Endmoränenstapeln. Als der Gletscher dann auch von seiner zweiten Rückzugsphase abschmolz, zerfiel das Eis in den großen Zungenbecken. Die Schmelzwässer flossen nun größtenteils zentripetal in die eisfrei werdenden Hohlformen, in denen eine vielfältige glazigene und fluvioglaziale Sedimentationsphase einsetzte.

Die schluffigen Sande und Kiese sind oftmals auf oder gegen erst später abschmelzendes Gletschereis geschüttet worden. Demzufolge sind Schichtstörungen, Verbiegungen und Sackungserscheinungen ein häufig zu beobachtendes Merkmal dieser Ablagerungen. Sie sind in ehemaligen Zweigbecken des Wolfratshausener Gletschers (Bairawies-Dietramszeller, Habichauer Zweigbecken, SCHUMACHER 1981: 12) bei Habichau (27) und Helfertsried (28) gut aufgeschlossen.

Morphologisch treten in den Toteislandschaften z.T. wallartige Aufschüttungen von bis zu 300 m Länge in Erscheinung. Es sind Schmelzwasserschotter, die als Terrassen gegen den Eisrand oder zwischen Eisblöcke geschüttet wurden. Nach dem Abschmelzen bilden sie steilgeböschte, isolierte Schotterrücken die als Eisrandterrassen und Kames bezeichnet werden. In Helfertsried (28) bestehen sie im basalen Teil aus steil einfallend Deltakiesen und Sanden, die im Hangenden in fluvioglaziale, gröbere Schotter übergehen.

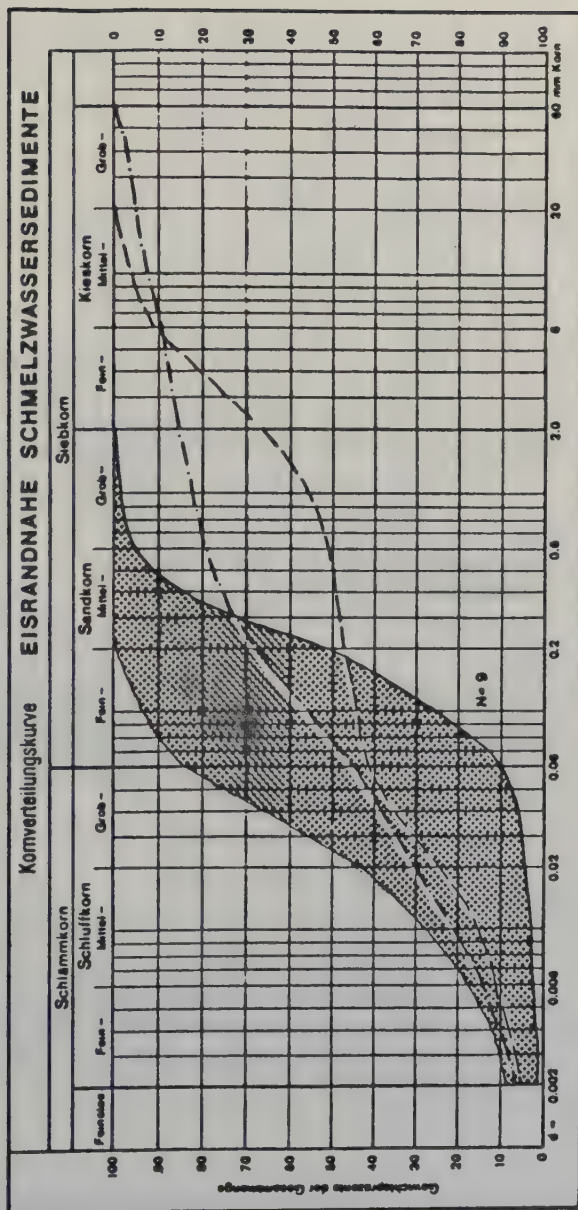
Die Schmelzwasserablagerungen im Wolfratshausener Becken können ins Würmhochglazial eingestuft werden, da der Wolfratshausener See noch vor Beginn der "Murfeld-Steppenphase" (PZ Ia, Tab. 24) entstand (JERZ 1969, OLLI-VESALAINEN, WISERT & FRENZEL 1983: 115).

6.5.5. Spätwürmglaziale Rückzugsbildungen im Alpenvorland

Mit dem Abschmelzen der Gletscher von den Stirnbereichen zurück in die Glazialbecken läßt man in der Regel das Spätglazial beginnen (MAISCH 1982). Auch während des spätglazialen Eisrückzugs kam es erneut zu kurzfristigen Haltephasen. Einen letzten großen Rückzugshalt des Isar-Loisach-Vorlandgletschers kennzeichnen die Endmoränen der "Weilheimer Phase" (TROLL 1925). Der nun folgende Eiszusammenbruch wurde von TROLL (1937) im Grenzgebiet zwischen Loisach- und Isargletscher anhand der Schmelzwasser-Schotterterrassen rekonstruiert.

Südlich des heutigen Starnberger Sees liegt das Gebiet der Osterseen, in dem MUNTKE (1911) als erster im Alpenvorland Toteisformen erkannte, die dann von ROTHPLETZ (1917) näher beschrieben wurden. Bis südlich von Seeshaupt (51) hatte sich der Isargletscher während der Weilheimer Phase zurückgezogen und überschwemmte nun sein Vorland mit mächtigen fluvioglazialen bis glazilimnischen Schmelzwasserbildungen. Am Rand des stagnierenden Gletschers gab es alle Übergänge von Moränen (Foto 13, 14), fluvioglazialen Schottern und Schmelzwassersanden mit Kreuzschichtung und Rippelmarken (Foto 15, 16, 17). Es kommen Kornverteilungen von feinsandigem Schluff bis zu reinen Blocklagen vor (Abb. 21).

Die Sedimente von Seeshaupt (51) enthalten 6 - 8 % zentralalpines Material und können vom Isargletscher abgeleitet werden. Nachdem dieser abgeschmolzen war, strömten nun auch die Schmelzwässer des Loisachgletschers zum Würmseebecken und schütteten die kristallinreiche Antdorf-Iffeldorfer Terrasse auf. Der Schotterstrang wurzelte "in der Pforte, die sich südlich von Antdorf zwischen dem Molassezug von Frauenrain-Johannsrain und der Grundmoränenplatte nördlich Habach öffnete" (TROLL 1937: 604, Abb. 22).



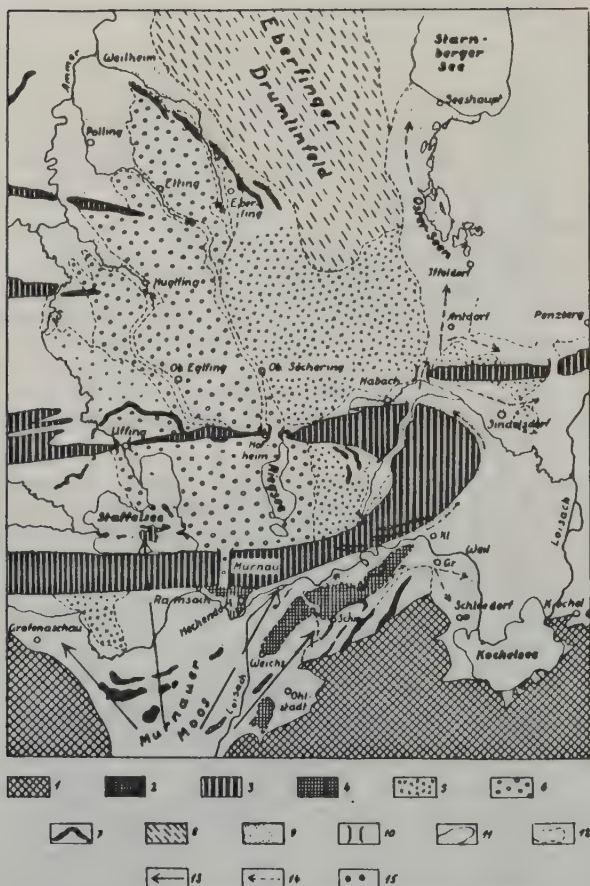


Abb. 1. Geologische Skizze des Loisach-Vorlandes 1:200 000

- 1—3 Präquartärer Felsuntergrund: 1 Kalk- und Flyschgebirge; 2 Helvetische Kreide; 3 Molasse-Rippen.
 4—9 Landschaftselemente glazialer Entstehung: 4 Glas-Würm-interglaziale Sockel zwischen den Zweigfurchen des Murnauer Stammbeckens; 5 Türlundmoränenlandschaft; 6 Murnauer Schotterfeld mit würmzeitlichem Moränenschleier; 7 Würm-Endmoräne; 8 Eberfing Drummlfeld; 9 Spätwürmzeitliche Rückzugsacholter.
 10 Krasselecken in den Molasserippen, meist verlassene alte Taldurchgänge; 11 Umrandung der vorquartären Basalelemente; 12 Umrandung der quartären Landschaftselemente; 13 Zweigfurchen des Murnauer Stammbeckens; 14 Abblachungsrichtung der Rückzugsacholter; 15 Grundwasseraustritte in den Trockentälern der Murnauer Schotterplatte.

Abb. 22: Entwicklung der spätglazialen Rückzugsbildungen im Grenzgebiet zwischen dem Ammersee- und Würmseegletscher, TROLL (1937: 604)

Erst als das Eis östlich von Antdorf zerfiel, lenkten die Schmelzwässer von der nördlichen Fließrichtung ab und bildeten die Penzberger Terrassenstufe. In die Zeit der Antdorf-Iffeldorfer und Penzberger Terrassenstufe fällt auch die Bildung der Eisrandterrassen, die zwischen dem Murnauer Molasseriegel und dem zerfallenden Kochelseegletscher abgelagert wurden. Durch weiteres Rückschmelzen fiel auch die Penzberger Rinne trocken. Die Entwässerung erfolgte nun durch das Dürnhauser Tal zentripetal zum Kochelseebecken und hinterließ die Schotterstufe von Dürnhausen (12) und Sindelsdorf (TROLL 1937: 606, Abb. 23).

SCHEMATISCHES PROFIL (12,52)

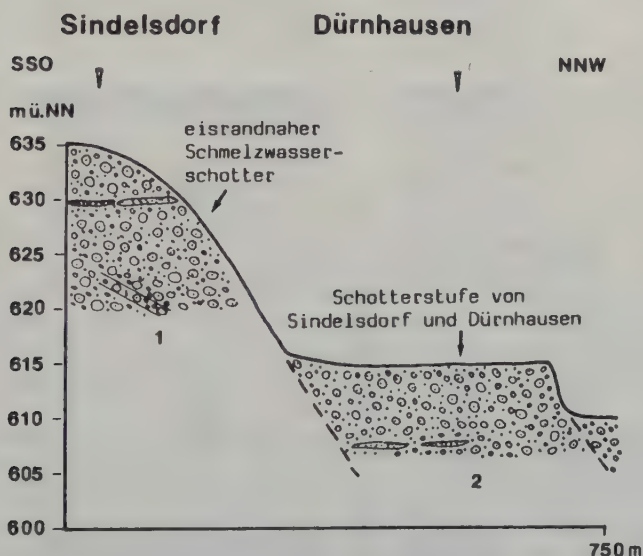


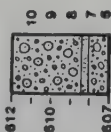
Abb. 23 a: Schematisches Profil der Schmelzwassersedimente zwischen Sindelsdorf und Dürnhausen am Nordostrand der Murnauer Mulde

SEDIMENTANALYSE DÜRNHAUSEN / SINDELSDORF

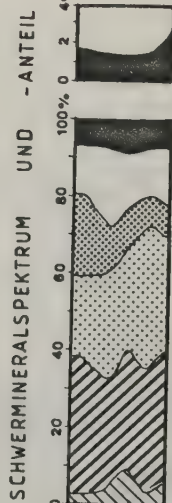
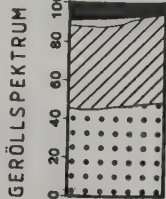
PROFIL DÜRNHAUSEN (12)

PRNR. SEDIMENT

m üNN

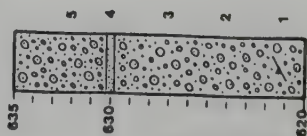


Abschmelz-
schotter

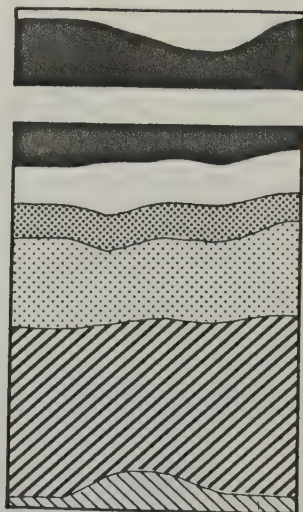
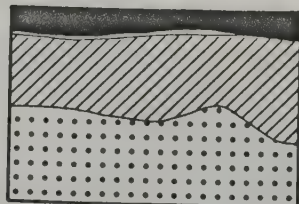


UND - ANTEIL

PROFIL SINDELSDORF (52)



Abschmelz-
schotter



(50-70/25-30 PNNW)

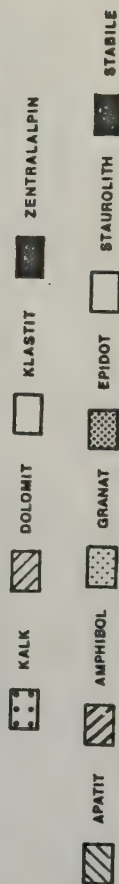


Abb. 23 b: Profil, Geröll- und Schwermineralspektrum der spätglazialen Abschmelzschotter (Oberes Würm) von Sindelsdorf und Dürnhausen. Der Schwermineralgehalt der Feinsandfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm) ist durch die schwarze Signatur gekennzeichnet.

Die spätglazialen Schmelzwasserschotter sind alle recht ähnlich ausgebildet. Sie bestehen aus schlecht sortierten Sand-Kies-Wechsellagerungen mit variierendem Schluffgehalt. Je nach Eisnähe treten noch gekritzte Geschiebe auf. In der Regel wurden diese Spuren aber durch den fluvioglazialen Transport beseitigt. Auch die Rundung der Grobkiese ist mit $R = 45-50\%$ gut. Der Geröllbestand der Abschmelzschotter des Loisachgletschers weist weniger Fremdmaterial auf als die Murnauer Schotter; er ist aber noch deutlich von dem des Isargletschers zu unterscheiden.

In den Schwermineralspektren der Spätglazialschotter (Abb. 23 b) sinken die Amphibolgehalte durch die zunehmende fluvioglaziale Umlagerung zugunsten Granat, Epidot, Staurolith und opaker Schwerminerale. Dabei ist der Staurolith stets stärker vertreten als der Epidot (Tab. 11, Kap. 5.3.).

Mächtige Schmelzwassersedimente befinden sich auch rund um den Ammersee. Das breite Trockental zwischen Marnbach (37) und Deutenhausen (11) führte die Schmelzwässer des Loisachgletschers während der Weilheimer Phase in zentrifugaler Richtung zu seinem verlassenen Zungenbecken.

Jüngeren Alters sind die Deltakiese und -sande von Pähl (43) und Utting (61), die der spätglazialen Verlandungszeit des Ammerses zugeordnet werden (GROTTENTHALER 1980).

6.5.6. Alpines Spätglazial

Beim weiteren Rückschmelzen der Gletscher bis in die alpinen Täler "schalteten sich wiederholt Haltephasen mit kurzzeitigen Vorstößen ein" (JERZ 1981: 139). Das Alpenvorland war zu dieser Zeit, von einzelnen Toteisresten abgesehen, eisfrei.

Während des Älteren Spätglazials (Tab. 24) stieß der noch aktive Inngletscher ein letztes Mal vor ("Bühl-Phase") und hinterließ die Endmoränen von Kirchbühl im Inntal. Der noch vom Innens unterstützte Isargletscher reichte bis nördlich von Mittenwald. Die dort ausgebildeten Moränenwälle von Wallgau, Krün und Klais - der sogenannte Krün-Phase - werden mit der Bühl-Phase parallelisiert. Die Depression der Schneegrenze betrug ca. 900 - 1000 m (gegenüber heute). Danach begann der Zerfall des Eisstromnetzes. Die Transfluenzpässe wurden eisfrei, und nur die Lokalgletscher stießen noch zweimal kurzfristig vor. Anhand der "Stadialbildungen in den Hochlälern und Karen des Karwendel- und Wettersteingebirges" (JERZ 1983: 70) können mit Berechnung der jeweiligen Schneegrenzen nach PATZELT & BORTENSCHLAGER (1978) ein Mittleres und ein Jüngeres Spätglazial unterschieden werden:

Jüngeres Spätglazial mit Egesen- und Daun-Phase
- Depression der Schneegrenze: 200 - 400 m

Mittleres Spätglazial mit Gschnitz- und Steinach-Phase
- Depression der Schneegrenze: 600 - 700 m

Die Endmoränenwälle vom Weiler Reindlau (46) sind entweder als Rückzugsbildungen nach der Bühl-Phase oder als Vorstoßbildungen des Mittleren Spätglazials (Gschnitz- oder Steinach-Phase) entstanden.

"Der durch die spätglaziale Erwärmung verursachte Gletscherrückgang" (MAISCH 1982: 93) ging mit der erneuten Vegetationsausbreitung einher. Die Entwicklung wurde jedoch durch kurzzeitige Gletschervorstöße gestört und wird daher in fünf Vegetationsabschnitte (nach FIRBAS 1949), gekennzeichnet durch Pollenzonen, unterteilt (Tab. 24).

Jüngere Dryas* (Pollenzone III)
Parktundra mit Kräutern, Kiefer und Birke

Alleröd (Pollenzone II)
Zweite Wiederbewaldung mit Birke, Kiefer und etwas Lärche

Ältere Dryas* (Pollenzone Ic)
klimatisch bedingter Rückgang der Bewaldungsdichte,
Ausbreitung von Kräutern und Gräsern

Bölling (Pollenzone Ib)
erste Wiederbewaldungsphase: Park- bis Steppentundra mit
Zwergbirke, Sanddorn, Wacholder Lärche

Älteste Dryas* (Pollenzone Ia)
erste Pionier- und Steppenvegetation
zum Teil sehr artenreich, "Murfeld-Steppenphase"

(* nach Dryas octopetala = Silberwurz)

Das Holozän begann vor ca. 10 300 Jahren mit einer deutlichen Klimaverbesserung. Die Gletscher schmolzen auf einen Stand vergleichbar dem von 1850 zurück. Die Vegetationsentwicklung im Präboreal (PZ IV) ist in den Zentralalpen durch erstes Wiederauftreten von Ericaceae gekennzeichnet (MAISCH 1982: 101).

Tabelle 24: Das alpine Spätglazial
(Gletscherstände nach PATZELT & BORTEN-SCHLAGER 1978,
Vegetationsabschnitte nach FIRBAS 1949)

POSTGLAZIAL	Alter in Jahren BP	Stadiale und Interstadiale	PZ	Gletscherstände (PATZELT & BORTEN- SCHLAGER 1978)	Schneegrenz- depression bezogen 1850
	10 000	Präboreal	IV	Gletscher so Klein wie 1850	
JÜNGERES	11 000	Jüngere Dryas	III	Egesen -Maximum	70- 95 m 180-240 m
		Alleröd	II		
	12 000	Ältere Dryas	Ic	Daun?	250-325 m
	13 000	Bölling	Ib		
		14 000	Älteste Dryas	Ia	Gschnitz?
Steinach?	800-900 m/ bzn "heute"				
MITTLERES	15 000			Bühl?	900-1000 m/ bzn "heute"
	SPÄT W Ü R M G L A Z I A L				
ÄLTERES					

7. PALÄOGEOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES MURNAUER RAUMES SEIT DEM AUSGEHENDEN RISSGLAZIAL (unter besonderer Berücksichtigung des Profils von Gstaig)

Während des Hochwürmglazials drang der Isar-Loisachgletscher über den Kesselberg-Paß und durch das Loisachtal bis weit ins Alpenvorland und schürfte am Alpenrand zwei tiefe Gletscherbecken aus dem Felsuntergrund, das Murnauer und das Kocheler Stammbecken.

Das Murnauer Becken ist bis zu 150 m tief in die Gesteine des Flyschs und Helvetikums eingesenkt. Lediglich einzelne Härtlingsrippen ragen als eisüberschliffene Rundhöcker (Murnauer Kögel) über das Moos. Den Abschluß des trichterförmigen Beckens bildet im Norden der steilstehende Südflügel der Murnauer Molasse-Mulde. Das Kocheler Becken ist bis zu 200 m übertieft. Es wird im Norden von der Penzberger Molasse-Mulde begrenzt (Abb. 25, 26).

Zwischen dem Murnauer und Kocheler Becken befinden sich in einer ehemaligen Rinne mächtige quartäre Sedimente, die in den letzten 15 Jahren in mehreren Aufschlüssen und Bohrungen untersucht wurden (Profile s. Abb. 25, 26). Das Interesse galt besonders den Schieferkohlevorkommen zwischen Schwaiganger und Großweil, die wichtige biostratigraphische Bezugshorizonte darstellen. Da jedoch die klastischen Ablagerungen den weitaus größten Zeitraum des Würmglazials repräsentieren, ist die Frage nach ihrer Entstehung für die paläogeographische Rekonstruktion des Murnauer Raumes und für die Würmstratigraphie von großer Bedeutung.

Die ältesten quartären Sedimente, die stratigraphisch eingestuft werden können, stammen aus dem Spättribglazial, als der Isar-Loisachgletscher bis in die Stammbecken zurückgeschmolzen war. Im Murnauer Becken wurden bis zu 40 m mächtige Grundmoräne abgelagert (Forschungsbohrung FB 2 Schwaiganger), die nach oben in mächtige glazilimnische Feinsedimente übergeht (Abb. 25, 26: Profile Ie, IIa). Einzelne Helvetikumrippen bildeten Hochgebiete und sind von Grundmoräne bedeckt (Gstaig 634 m NN, Profile Ib, IIb). Die Höhe des spätglazialen Eisstausees betrug bei Schwaiganger mindestens 635 m NN (Pegelbohrung), bei Großweil 628 m NN.

Die Eisstauseen von Murnau und Kochel standen zumindest zeitweise über das Loisachtal in Verbindung. Darauf deuten Bohrungen und geoelektrische Messungen, denen zufolge ein mächtiger Schotterkegel von Westen ins Kochelseebecken geschüttet worden ist (DOBEN & FRANK 1983). In den Profilen von Großweil erkennt man die Verzahnung von fluvioglazialen Schottern mit den schluffigen Seeablagerungen (Abb. 9). Nach dem Verlanden des Sees von Schwaiganger im Westteil des Murnauer Beckens entstanden bis zu 7 m tiefe Rinnen in den weichen glazilimnischen Sedimente, die mit vermutlich spät-

rißzeitlichen Schottern aufgefüllt wurden. Charakteristisch sind große Schluffgerölle aus dem unterlagernden Seesediment, die vermutlich nur in gefrorenem Zustand transportiert und gerundet werden konnten (Kap. 6.1).

Das Riß/Würm-Interglazial ist im Raum Murnau nur in Großweil sicher belegt. Die vom Isargietscher zusammengepreßten, 3 m mächtigen Schieferkohlen entsprechen einem Torflager von mindestens 15 m. Die Moore entstanden am Rand des verlandenden Kochelsees und in Altwasserrinnen der Loisach. Die warmzeitliche Vegetation war gekennzeichnet durch Eichen-Mischwälder mit Hainbuche, Eibe, Stechpalme, Efeu, u.a. Ein deutlicher Klimarückschlag am Ende des Interglazials führte zu einer waldlosen Zeit, die das erste Frühwürm-Stadial kennzeichnet.

Ein erneuter Temperaturanstieg ermöglichte eine Wiederbewaldung mit einer Fichten-Tannen-Waldvegetation und wechselnden Kiefernanteilen, die im Alpenraum das erste Frühwürm-Interstadial markiert und zeitlich mit dem nordwesteuropäischen, zweigeteilten Brörup-Interstadial korreliert werden kann (GRÜGER 1979). Außer in Großweil ist das Brörup auch in den Schieferkohlevorkommen von Schwaiganger (47, Untere Serie) und bei Höfen (30) im Bereich des Wolfratshausener Beckens dokumentiert (PESCHKE 1983 a). Zur Bildung der Torflager kam es in Altwasserarmen der frühglazialen Loisach, die in weitverzweigten Mäandern in den Wolfratshausener See mündete.

Der Nachweis von klastischen interglazialen und interstadialen Sedimenten beschränkt sich zur Zeit auf Schluffe und Feinsande, die mit den Kohlehorizonten verzahnt sind.

Mächtige, früh- und hochwürmglaziale Ablagerungen (Schotter und Moräne, ca. 30 m) sind in der Kiesgrube von Gstaig westlich Großweil aufgeschlossen. Anhand dieses Beispiels sollen im folgenden die stratigraphischen Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchungen exemplarisch aufgezeigt und dargestellt werden (Abb. 24).

Die quartäre Schichtfolge beginnt in Gstaig mit vermutlich rißzeitlicher Grundmoräne, die einer Felsrippe aus Helvetikum aufsitzt. Darüber folgen Schotter, die dem Unteren, Mittleren und Oberen Würm zugeordnet werden. Spätrißzeitliche Seesedimente fehlen in dieser Schwellenposition (Abb. 26: Profil IIb).

Fluviatile Schotter des Unteren Würm

Bei den 6 - 8 m mächtigen Schottern des Unteren Würm handelt es sich um Ablagerungen einer frühglazialen Loisach. Als Komponenten kommt nur Material der Nördlichen Kalkalpen vor (Kalk $\leq$ Dolomit); klastische und kristalline Gesteine sind nur sehr selten zu finden. Die Rundung der Gerölle ist im allgemeinen gut ($R = 41-45\%$) und das Morphogramm ausgereift (kleiner Variationskoeffizient). Die Korngrößenzusam-

mensetzung zeigt ein Maximum in der Kiesfraktion; Ton, Schluff und Sand stellen 10-15%. Der Medianwert ($M_d = 13.5 - 20$ mm) und die maximale Korngröße ($K_{max} = 60$ mm) sind kleiner als bei den Vorstoßschottern (s.u.). Die Sortierung ist ($S_o = 1.8 - 2.1$) gut.

Die Schotter des Unteren Würm werden sowohl in Schwaiganger als auch in Gstaig von Schieferkohle überlagert. Die oberen zwei Meter der Kiese sind durch einsickernde Huminsäuren teilweise zersetzt.

Die frühglaziale Akkumulation von stadialen Schottern im Loisachtal und die damit verbundene Höherlegung des Talbodens erfolgte im Zuge der fortschreitenden Verlandung des Kochelsees und des Wolfratshausener Sees, und der damit verbundenen Gefällserrückbildung. Die stadialen Schotter kommen in Schwaiganger zwischen 637 m und 645 m und in Gstaig zwischen 635 m und 643 m NN vor (Kap. 6.3.3.).

Über der Schieferkohle von Gstaig folgt ein ca. 28 m mächtiger Schotterkomplex, der bislang als "frühwürmzeitlicher Vorstoßschotter" (DOBEN & FRANK 1983: 47) beschrieben wurde. Insbesondere die Geröllanalysen haben jedoch gezeigt, daß es sich hier keineswegs um einen einheitlichen Sedimentkörper handelt (Abb. 11, 24). Das Material in der Grobkiesfraktion läßt erkennen, daß die Schotter aus unterschiedlichen Liefergebieten stammen. Während die unteren Schotter vorwiegend aus Karbonaten bestehen, enthalten die oberen Schotter hohe Kristallinanteile. Diese sedimentpetrographischen Unterschiede im Geröllbestand erlauben eine lithostratigraphische Gliederung in früh- und hochglaziale Schotter.

Fluviatile Schotter des Mittleren Würm

Die unteren, 12 - 14 m mächtigen Schotter von Gstaig (644 - 658 m) werden als fluviatile Sedimente der frühglazialen Loisach gedeutet und ins Mittlere Würm gestellt. Die Alters-einstufung ergibt sich aus der Unterlagerung von frühwürmglazialer Schieferkohle (Odderade-Dürnten) und der Überlagerung von hochwürmglazialen Sedimenten.

Sie sind hauptsächlich aus Karbonaten (Kalk > Dolomit) der Nördlichen Kalkalpen aufgebaut; kristallines Material kommt nur stellenweise in basalen Schichten vor und wurde vermutlich aus älteren quartären Sedimenten umgelagert. Die Rundung der Komponenten ist gut ($R = 45-48\%$) und die Streuung über die einzelnen Rundungsklassen gering (Abb. 24).

In die sandigen Kiese sind häufig 20 - 30 cm mächtige Feinsedimentlagen eingeschaltet, die deutlich schräg- und kreuzgeschichtet sind (Foto 9, 10). Die mittlere Korngröße liegt in der Mittelkiesfraktion ($M_d = 14-15$ mm); die größten Gerölle haben einen Durchmesser von 60 mm (Kap. 6.4.2.).

Außer in Gstaig kommen solche Schotter auch im Gebiet des Wolfratshausener Beckens vor (Herrnhäuser 29, Höfen 30, Königsdorf 33). Die Akkumulation der Schotter im Loisachtal erfolgte im Zuge des Verlandens des Kochelsees und des Wolfratshausener Sees während des Frühglazials.

SEDIMENTANALYSE GSTAIG (24), NO-WAND

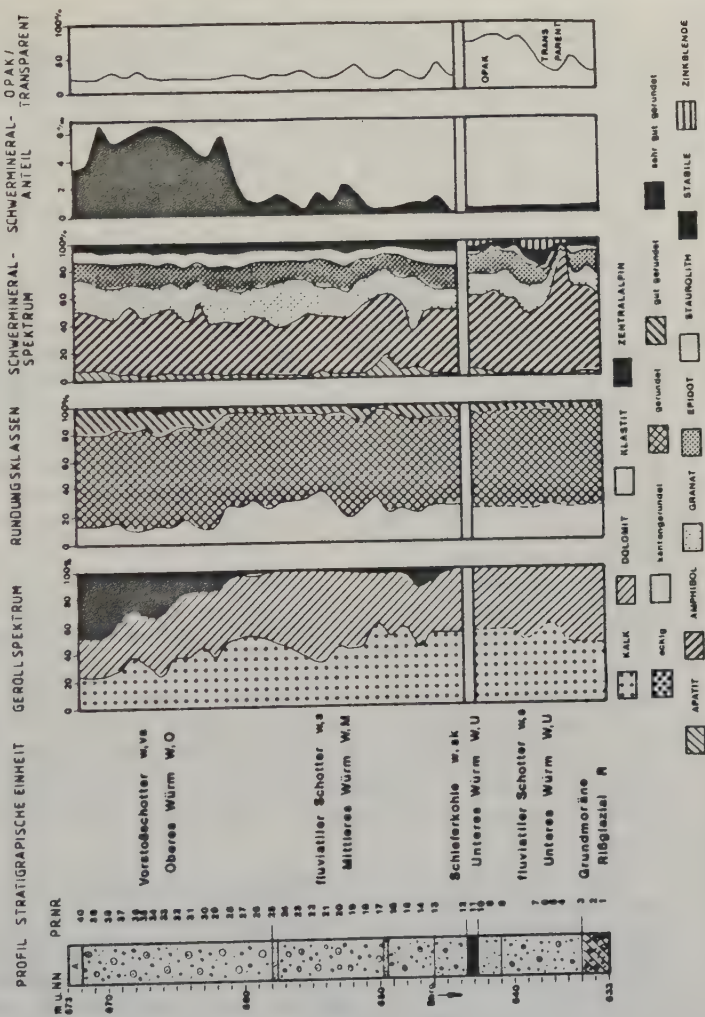


Abb. 24: Lithostratigraphische Gliederung würmzeitlicher Sedimente in der Kiesgrube Gstaig nach sedimentpetrographischen Ergebnissen (vgl. Abb. 11: Gstaig, SW-Wand)
 Dargestellt sind das Profil, die Geröll-, Rundungs- und Schwermineralspektren; der Schwermineralanteil der Feinsandfraktion (ϕ 0.063-0.2 mm) ist durch die schwarze Signatur gekennzeichnet.

Fluvioglaziale Schotter des Oberen Würm

Die oberen, mehr als 15 m mächtigen Schotter von Gstaig (658-673 m) werden als hochglaziale Vorstoßschotter des Loissachgletschers angesprochen. Sie zeigen alle sedimentpetrographischen Merkmale eines fluvioglazialen Schotters. Der Einfluß des aus dem Inntal über den Fernpaß ins Loissachtal vorstoßenden Ferneises äußert sich in eindrucksvoller Weise in den ansteigenden Kristallingehalten (bis zu 40% zentralalpines Material), den Schwermineralkonzentrationen (Abb. 24), der wachsenden Korngröße und der Sanderschichtung. Auch die zunehmende Rundung ($R = 45-55\%$) der Komponenten infolge der ständigen glazialen und fluvioglazialen Umlagerung ist charakteristisch für die Vorstoßschotter.

Die Schotter bestehen vorwiegend aus Kies; der Sand- und Schluffgehalt schwankt zwischen 5 - 25%. Die mittlere Korngröße liegt in der Grobkiesfraktion, die maximale Korngröße erreicht Werte über 250 mm. Im Vergleich zu den Schottern des Mittleren Würm ist eine deutliche Kornvergrößerung zum Hangenden festzustellen. Die Schichtung ist annähernd horizontal. Die stereoskopischen Aufnahmen aus der Kiesgrube Gstaig (Foto 9, 10) zeigen deutlich den Unterschied zwischen der Schräg- und Kreuzschichtung der Schotter des Mittleren Würm und der weitgehend horizontalen Schichtung der Schotter des Oberen Würm.

Die Ablagerung der Vorstoßschotter erfolgte zunächst im Tal der Loissach, die im beginnenden Hochglazial den Molasseriegel zwischen Johannisrain und Johannisberg westlich von Penzberg durchbrach und in den Würmsee floß. Erst als das "Aufschüttungsniveau im Loissachtal die Höhe der trennenden Molassebarriere erreicht hatte" (DOBEN & FRANK 1983: 88), und der Loissachgletscher weit genug vorgedrückt war, wurden die Vorstoßschotter als Sander großflächig nach Norden geschüttet. Da die kristallinreichen Vorstoßschotter des Loissachgletschers im Murnauer Raum besonders weit verbreitet sind, werden sie auch als "Murnauer Schotter" bezeichnet (Kap. 6.5.1.1.).

Das Hangende der Murnauer Schotter bildet stets eine geringmächtige Grundmoränenbedeckung. Die Moräne ist vorwiegend schluffig-kiesig ausgebildet; der Geschiebebestand entspricht der Zusammensetzung der Vorstoßschotter. Da der Loissachgletscher z.T. seine eigenen Vorstoßschotter wieder erodierte, ist die Rundung der Komponenten auch in der Moräne außergewöhnlich gut.

Der Höhepunkt der Vergletscherung mit der maximalen Eisausdehnung war vor ca. 18 000 Jahren erreicht. Danach begann der Eisabbau infolge rascher Klimaverbesserung. Eine letzte große Stillstandsphase des Isar-Loissachgletschers wird im Alpenvorland durch die Weilheimer Endmoränen (TROLL 1925) belegt. Der anschließende Eiszerfall wurde für den Murnauer Raum von TROLL (1937) anhand der Schmelzwasser-Terrassen rekonstruiert: Als der Loissachgletscher bis in das Lothdor-

fer Becken - innerhalb der Murnauer Mulde - und der Isargletscher bis ins Kocheler Becken zurückgeschmolzen waren, erfolgte die Entwässerung aus dem Grenzgebiet beider Gletscher zunächst zentrifugal zum Würmsee. Erst als das Kocheler Becken zunehmend eisfrei wurde, schwenkte die Loisach in zentripetaler Richtung zum Kochelsee um und floß von dort zum Wolfratshausener Becken. Der Durchbruch der Isar durch die Endmoränen von Schäftlarn, der im Alleröd das Auslaufen des Wolfratshausener Sees bedingte, wurde durch die Loisach unterstützt.

Die Verfüllung der eisfrei gewordenen Stammbecken mit Sedimenten dauerte bis ins Holozän. "Dabei bildeten sich z.T. mehr als 15 m mächtige Torflager ... , im zentralen Teil des Murnauer Moores nördlich der Köchel sogar organogene Kalksedimente (Seekreiden)" (DOBEN & FRANK 1983: 90).

Legende zu Abbildung 25, 26:

Quartärgeologische Profile durch die ehemalige Rinne zwischen Murnauer und Kocheler Becken, zwischen Schwaiganger und Großweil

Ia - Ie Querprofile
IIa - IIb Längsprofile

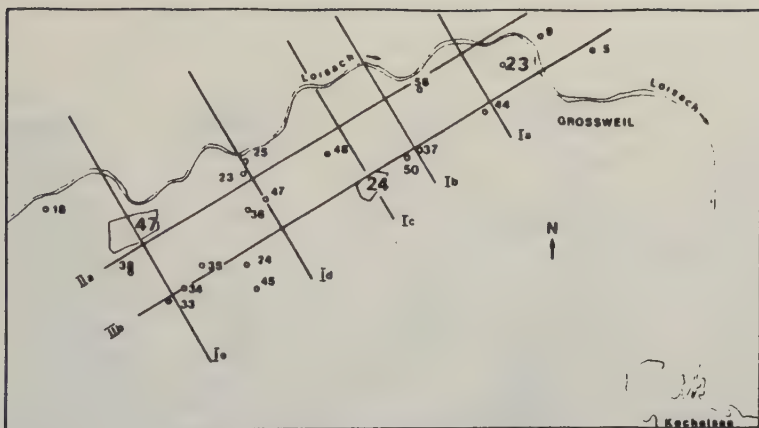
Molasse  Helvetikum  Flysch 

Nummerierung der Bohrprofile nach DOBEN & Frank (1983: 128-143)
(5, 9, 18, 23-24, 25, 26, 33-38, 44-45, 47-48, 56)

* die markierten Profile sind in JERZ & ULRICH (1983a) dargestellt
(23), (24), (47) Aufschlußnummern aus dem Anhang

Stratigraphie:

H, m	Holozän, Moor
H, s	Holozän, Schotter
W, ?, s	Würm, Schotter ungegliedert
W,sg, s	Würm, spätglazialer Schotter (1-3) in drei verschiedenen Terrassenniveaus
W,gm	Würm, Grundmoräne
W,hg,vs	Würm, hochglazialer Vorstoßschotter
W, m, s	Würm, mittelmwürmzeitlicher Schotter
W, m, ii	Würm, mittelmwürmzeitliches Interstadial
W, u, s	Würm, unterwürmzeitlicher Schotter
W, u, ii	Würm, unterwürmzeitliches Interstadial
W,fg,ii	Würm, frühglaziales Interstadial
R/W-i	Riß/Würm-Interglazial
R,sg	Riß, Spätglazial, (G,s,u - U,s,g) (Kies, sandig, schluffig bis Schluff, sandig, kiesig)
R,sg, s	Riß, spätglazialer Schotter
R,sg, s+sd	Riß, spätglaziale Schotter und Sande
R,gm	Riß, Grundmoräne
Q, s	Quartär, Schotter, ungegliedert



Lage der Profile von Abb. 25, 26

Abb. 25: Quartärgeologische Querprofile durch die ehemalige Rinne zwischen Murnauer und Kocheler Becken, zwischen Schwaiganger und Großweil (12-fach überhöht)

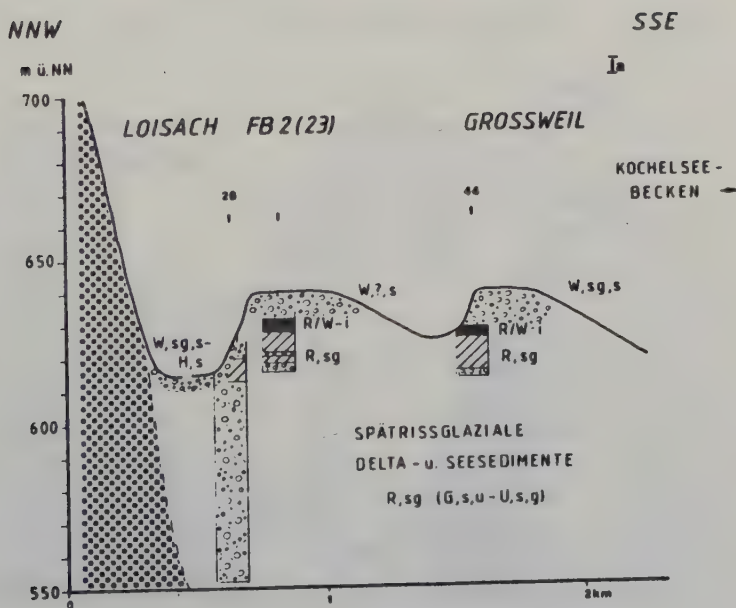


Abb. 25 a: Querprofil Ia

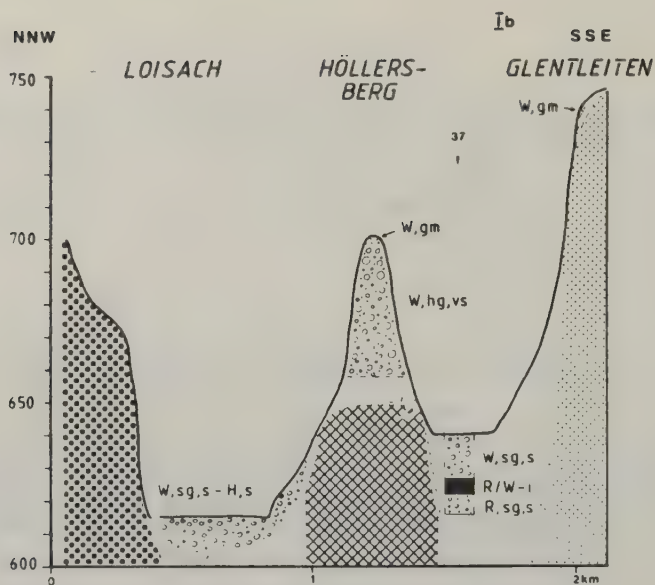


Abb. 25 b: Querprofil Ib

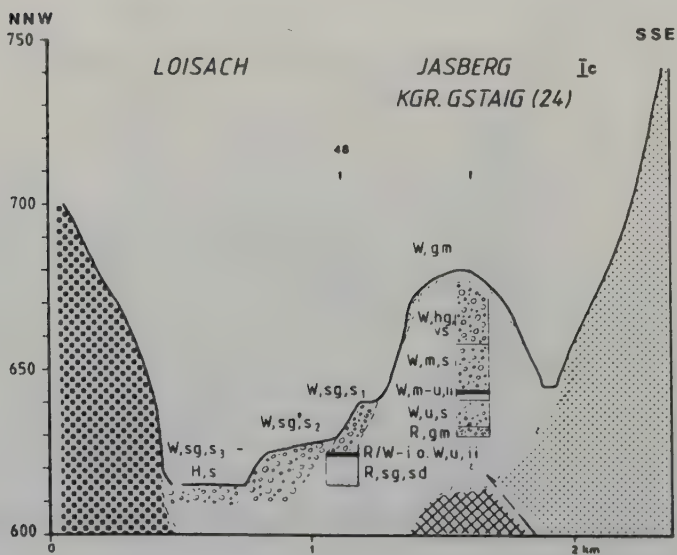


Abb. 25 c: Querprofil Ic

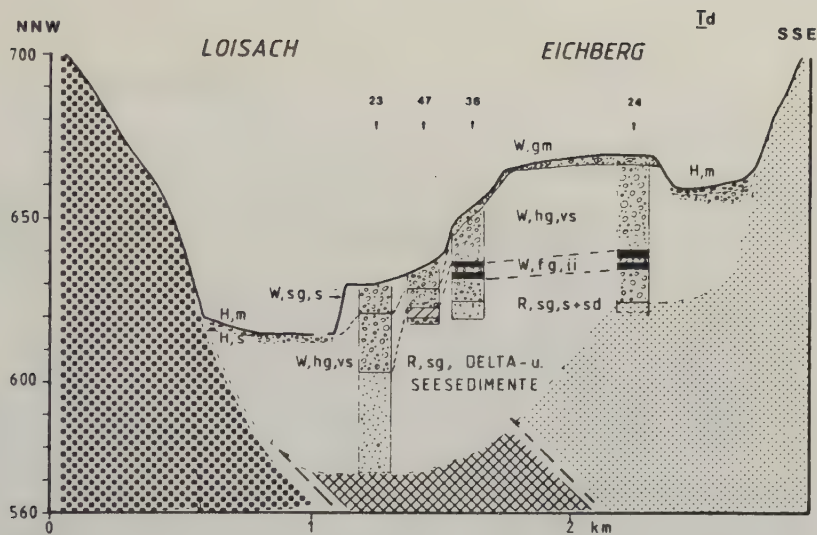


Abb. 25 d: Querprofil Id

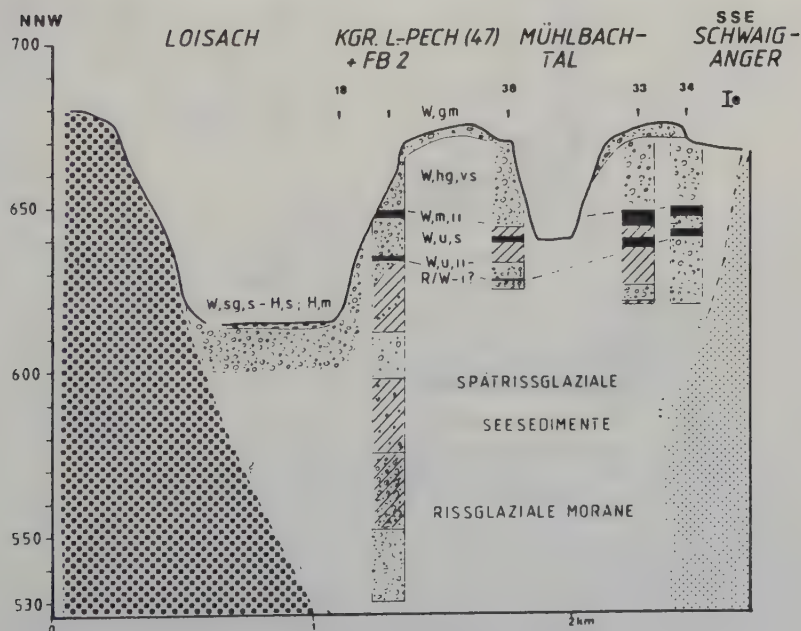


Abb. 25 e: Querprofil Ie

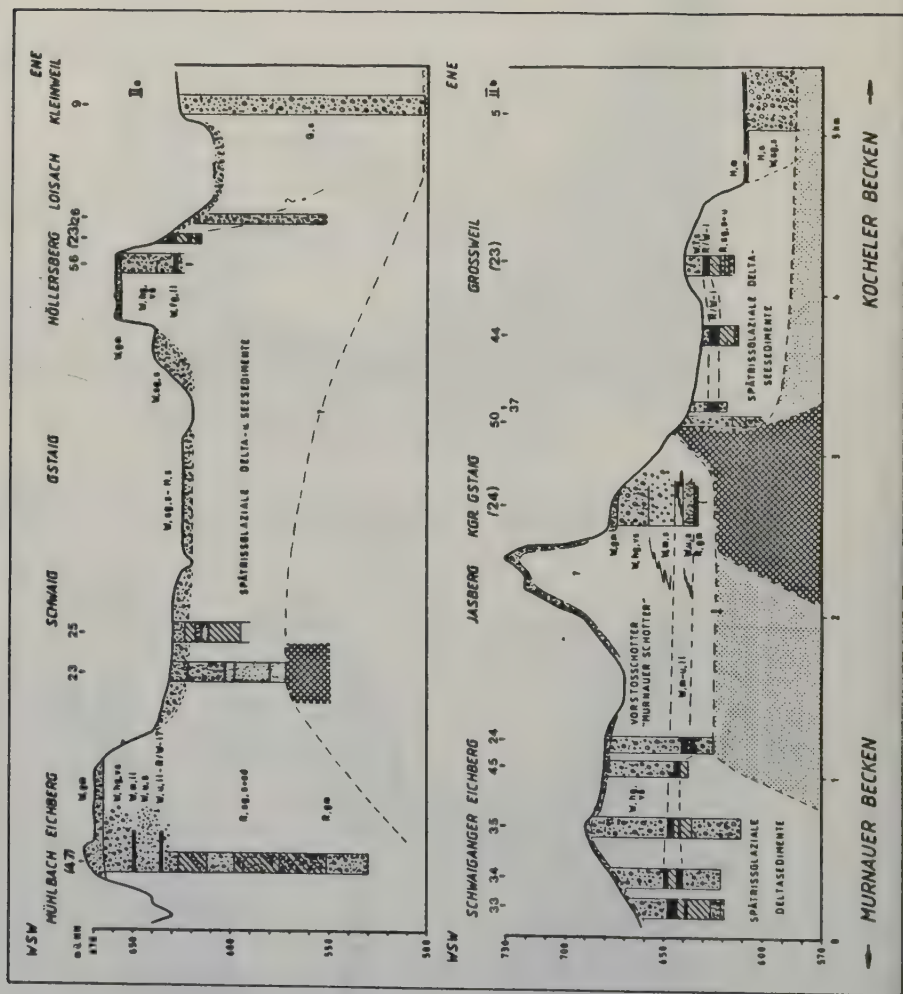


Abb. 26: Quartärgeologische Längsprofile durch die ehemalige Rinne zwischen Murnauer und Kocheler Becken, zwischen Schwaiganger und Großweil (12-fach überhöht)

8. ZUSAMMENFASSUNG

Die lithostratigraphische Gliederung der würmzeitlichen Ablagerungen (Schotter und Moränen) im Gebiet des Isar-Loisachgletschers, der Typusregion des Würmglazials, beruht vor allem auf geröllanalytischen, morphometrischen, granulometrischen und schwermineralogischen Untersuchungen.

Die Erfassung des Geröll- und Geschiebebestandes und die Ermittlung der Komponentenrundung in der Grobkiesteilfraktion (ϕ 20-31.5 mm) erwiesen sich als besonders geeignet, um Herkunft und Transportart der Sedimente zu bestimmen. Dabei wurde der Geröllbestand nach petrographischen Gesichtspunkten in Lokal- und Fernmaterial gegliedert; die Unterscheidung des zentralalpinen Materials in verschiedene Gesteinsgruppen führte zu keinen grundlegend neuen Erkenntnissen.

Die Schwermineralspektren zeigten eine typische zentralalpine Mineralgesellschaft (Amphibol, Granat, Epidot, Staurolith) unabhängig von der stratigraphischen Stellung der Sedimente. Die Schwermineralkonzentrationen änderten sich jedoch deutlich in Abhängigkeit vom Liefergebiet und von der Schüttung.

Die Korngrößenverteilung und die Lagerungsverhältnisse gaben weiteren Aufschluß über die Sedimentationsbedingungen. Mit Hilfe der Geomorphologie (z.B. Terrassen, Moränenstufen) und vor allem in Verbindung mit biostratigraphischen Bezugshorizonten konnte so eine kombinierte regionale Bio- und Lithostratigraphie aufgestellt werden.

Aufgrund der sedimentpetrographischen Ergebnisse lassen sich in den untersuchten Profilen rißzeitliche, frühwürmzeitliche (Unteres und Mittleres Würm), hochwürm- und spätwürmzeitliche (Oberes Würm) Ablagerungen unterscheiden. Damit ist im Gebiet des Isar-Loisachgletschers erstmals auch eine lithostratigraphische Gliederung des Würmglazials gelungen, die der biostratigraphischen Gliederung gleichbedeutend ist.

Die ältesten untersuchten Sedimente sind rißzeitliche Bildungen im Gebiet zwischen dem Kocheler und Murnauer Becken, den ehemaligen Stammbecken des Isar- und Loisachgletschers (Kap. 6.1). Sie bestehen dort aus einem ca. 40 m mächtigen Grundmoränenkomplex und im Hangenden aus ebenso mächtigen glazilimnischen Sedimenten. In die feingeschichteten Sande und Schluffe sind wiederholt Eisdriftgeschiebe eingestreut. Den Abschluß der rißzeitlichen Sedimentfolge bildet ein 6 - 8 m mächtiger, kristallinführender fluvioglazialer Schotter mit Schluffgeröllen.

Zeugen der letzten Warmzeit, des Riß/Würm-Interglazials, stellen die Schieferkohlevorkommen von Großweil, die warmzeitliche Schneckenfauna von Schwaiganger (Untere Serie), die Seeablagerungen von Eurach sowie einige Bodenreste im Liegenden der Jungmoränen dar (Kap. 6.2).

Als frühwürmzeitliche Bildungen im Raum Murnau - Großweil werden verschiedene stadiale Schotter und interstadiale Schieferkohlen eingestuft (Kap. 6.3, 6.4). Die Schotter werden als Sedimente der Loisach gedeutet. Zu einer starken Schotterakkumulation kam es infolge der Verlandung der drei ehemaligen Seen im Murnauer, Kocheler und Wolfratshausener Becken, die von der Loisach allmählich aufgefüllt wurden. Dadurch verringerte sich das Fließgefälle und das Flußbett der Loisach baute sich höher auf.

Eine fluvioglaziale Entstehung der Schotter scheidet aufgrund der sedimentpetrographischen Ergebnisse aus; es gibt keinen Hinweis für einen frühwürmglazialen Vorstoß des Loisachgletschers bis ins Alpenvorland.

Im Gegensatz zu den fluvioglazialen Schottern des Hochwürm bestehen die frühglazialen Schotter vorwiegend aus Karbonaten der Nördlichen Kalkalpen und enthalten nur geringe Anteile zentralalpiner Materials (0-2%). Die Rundung der Gerölle ist relativ gut ($R = 41-48\%$), jedoch schlechter als die der mehrfach umgelagerten Vorstoßschotter. Die Schrägschichtung weist auf die Ablagerung in einem mäandrierenden Flußsystem hin. Die Schotter sind gut sortiert; die mittlere Korngröße liegt im Bereich der Mittelkiesfraktion, die maximale Korngröße erreicht selten Werte über 60 mm.

Anhand verschiedener Schotterniveaus und in Verbindung mit biostratigraphischen Bezugshorizonten konnten die frühglazialen Schotter in Bildungen des Unteren und des Mittleren Würm unterschieden werden.

Die Schieferkohlen sind als Moorbildungen (Torfe) während verschiedener Wärmephasen in Altwasserarmen und Verlandungsbereichen entstanden. Sie lassen sich größtenteils anhand der durch die Pollen dokumentierten Vegetationsentwicklung mit den aus Norddeutschland, Dänemark und Holland bekannten Interstadialen korrelieren. Ihre starke Kompaktion erfolgte im Hochglazial durch die Eisauflast.

Die hoch- und spätwürmzeitlichen Sedimente (Oberes Würm) des Isar-Loisachgletschers können vor allem aufgrund ihres Geröll- und Geschiebebestandes gekennzeichnet werden. Fast alle Ablagerungen (mit Ausnahme spätglazialer Lokalmoränen) führen zentralalpine Geschiebe; diese sind Zeugen einer Zulieferung vom Inn-gletscher. Für einen Vorstoß von Lokaleis ohne Beteiligung des Inn-gletschers bis ins nördliche Alpenvorland gibt es auch im Hochwürm keinen Hinweis.

Anhand der Geröllspektren ergeben sich deutliche fazielle Unterschiede zwischen den Ablagerungen des Isar- und des Loisachgletschers (Kap. 5). Während der Anteil an Fernmate-

rial in den Vorstoßschottern des Loisachgletschers auf maximal 30-40% ansteigt, weisen die Sedimente im Gebiet des Isargletschers nicht mehr als 8% Erratica auf; im Raum Tölz sinken sie sogar bis auf 1% ab. Lediglich im Bereich des Würmseelobus kommen erhöhte Gehalte zentralalpiner Materials vor (12%), die auf eine Umlagerung von Vorstoßschottern, "Murnauer Schottern", durch den Isargletscher schließen lassen.

Die Geschiebefracht des Loisachgletschers weist im Alpenvorland eine deutliche Zonierung auf. Während der Anteil zentralalpiner Komponenten im Stamm- und südlichen Zungenbecken 30-40% erreicht, sinkt er in den End- bzw. Randmoränen zugunsten des Lokalmaterials erheblich ab.

Die Zunahme des Dolomitanteils (Dolomit > Kalk) und die bessere Zurundung der Dolomitgerölle in den Ablagerungen im zentralen Bereich des Loisachgletschers läßt vermuten, daß die Karbonate nicht nur aus den Nördlichen Kalkalpen, sondern z.T. auch aus dem Zentralalpinen Mesozoikum stammen (Kap. 5.1.).

Die Bildungen des Oberen Würm können in Vorstoßschotter (einschließlich subglazialer Schotter), Grundmoränen, Endmoränen und Schmelzwassersedimente gegliedert werden (Kap. 6.5).

Die fluvioglazialen Schotter des Oberen Würm unterscheiden sich durch die Führung zentralalpiner Materials und durch die gute Rundung ($R = 45-55\%$) von den Schottern des Frühglazials. Sie wurden meist großflächig abgelagert und sind daher annähernd horizontal geschichtet. Die mittlere Korngröße liegt im Bereich der Grobkiesfraktion; die maximale Korngröße nimmt gegen die Hangendmoräne zu.

Die Summe der sedimentpetrographischen und stratigraphischen Ergebnisse im Murnauer Raum erlaubt eine Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung für das Gebiet der beiden Stammbetten des Isar-Loisachgletschers seit dem Rißglazial (Kap. 7).

9. LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, D. (1910): Das Tölzer Diluvium.- Mitt. Geogr. Ges. München, 5: 1-159, München.
- (1913): Das Murnauer Diluvium.- Mitt. Geogr. Ges. München, 8: 77-177, München.
- AGASSIZ, L. (1840): Etudes sur les glaciers.- 346 S., Neuchatel.
- AMPFERER, O. (1907/08): Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal.- Z. Gletscherk., 2: 29-54, Berlin.
- (1908/09): Über die Entstehung der Inntalterrassen.- Z. Gletscherk., 3/1: 52-67 u. 3/2: 111-142, Berlin.
- (1938): Über das Quartär innerhalb der Alpen.- Verh. III. Int. Quartär-Konf., 57-63, Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Karte, SW-Gruppe Nr. 28 Zirl-Nassereith (5046).- Geol. Bundesanstalt Wien, 67 S., Wien.
- AVERDIECK, F.-R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein.- Fundamenta, B/2: 101-125, Köln.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern).- Geol. Bav., 81: 17-53, München.
- BADER, K. (1967): Geophysikalische Untersuchungen.- In: KUHNERT, CHR.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau.- 71-78, München.
- (1979): Exarationstiefen würmzeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern.- Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 49-61, Hannover.
- (1982): Die Verbauung der Ur-Isartäler durch die Vorlandvergletscherung als Teilersache der anomalen Schichtung des Quartärs in der Münchener Schotterebene.- 20 S., München.
- BÄSEMANN, H. (1979): Feinkiesanalytische und morphometrische Untersuchungen an den Oberflächensedimenten der Deutschen Bucht.- Diss.-Arb. Univ. Hamburg, 143 S., Hamburg.
- BEHRENS, M., FRANK, H., HÖLLEIN, K., SPAETH, W.v. & WURSTER, P. (1970): Geologische Untersuchungen im Ostteil der Murnauer Mulde.- Z. Dt. Geol. Ges., 121: 197-224, Hannover.

- BENTZ, A. (1961): Lehrbuch der angewandten Geologie.- Bd. I: Allgemeine Methoden, 1071 S., Stuttgart (Enke).
- BEUG, H.-J. (1979): Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb.- Geol. Bav., 80: 91-106, München.
- BLANK, M. (1960): Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse.- Z. Geomorph. N.F. 4: 202-242, Berlin.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse.- 158 S., Stuttgart (Enke).
- BÜGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen.- 231 S., Thun (Ott).
- BÜSE, M. (1983): Zum Aufbau der Sedimente im Berliner Urstromtal nach Kieselanalysen von Geschiebemergeln.- Z. Geomorph., N.F. 27/2: 139-145, Berlin.
- BÜSE, M. & BRANDE, A. (1979): Zum Pleistozän der Platten des Brandenburgischen Jungmoränengebietes.- Catena, 6: 183-202, Braunschweig.
- BORTENSCHLAGER, S. (1983): Die pollenanalytische Untersuchung am Bänder-ton von Baumkirchen.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 81-84, München.
- BRAUN, A.F. (1973): Einfaches sedimentologisches Modell zur Gliederung der von Gletschern abgelagerten Sedimente.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6: 315-326, Stuttgart.
- (1974): Eine sedimentologische Ableitung der Eistrandschwemmkegel aus der Obermoräne.- Eclogae Geol. Helv., 67/1: 155-161, Basel.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern.- Geol. Bav., 34: 95 S., München.
- (1960): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern.- Geol. Bav.; 43: 74-150, München.
- (1965): Die Entstehung der Münchener Schotterebene zwischen München und Moosburg.- Geol. Bav., 55: 341-359, München.
- (1970): Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden?.- Z. Geomorph. N.F., 14: 354-360, Berlin.
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.- Geol. Rdsch., 34: 482-519, Stuttgart.
- (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit.- Die Naturwiss., Göttingen.

- (1957): Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisachvorlande bei Murnau (Südbayern).- Stuttgarter Geogr. Stud., 69: 121-141, Stuttgart.
 - (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit.- Würzburger Geogr. Arb., 8: 1-45, Würzburg.
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.- Geol. Rdsch., 40: 11-19, Stuttgart.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J. (1963-1965): Initiation à l'étude des sables et des galets.- 3 Bände, 369-194-202, Paris.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie.- Stratotypen des Würm-Glazials.- Eiszeitalter und Gegenwart 34: 185-206, Hannover.
- CHARPENTIER, J. de (1841): Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhone.- 372 S., Lausanne.
- CORNELIUS, H.P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe.- Teil 1, Beiträge zur Geol. Karte Schweiz, N.F., 70/1: 321 S., Bern (Francke).
- DEHM, R. (1979): Die pleistozänen Mollusken aus der Bohrung Eurach 1.- Geol. Bav., 80: 115-121, München.
- DEWERS, F. (1941): Diluvium.- In: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, Dritter Teil: Känozoikum, 53-267, Oldenburg.
- DIEZ, Th. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech.- 78 S., München.
- DIN 4022 (1969): Schichtenverzeichnis für Untersuchungen und Bohrungen ohne durchgehende Gewinnung von gekernten Proben.- 12 S., Berlin (Dtsch. Normenausschuß).
- DIN 18 123 (1971): Baugrund; Untersuchungen von Bodenproben; Korngrößenverteilung.- 9 S., Berlin (Dtsch. Normenausschuß).
- DOBEN, K. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8433 Eschenlohe.- 96 S., München.
- DOBEN, K. & FRANK, H. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8333 Murnau a. Staffelsee.- 151 S., München.
- DOPPLER, G. (1980): Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit dem nordwestlichen Altmoränengebiet des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern).- Diss. Univ. München, 198 S., München.

- DRAXLER, J. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun.- Jb. Geol. B.-A., 120: 131-163, Wien.
- (1983): Beschreibung des spätglazialen Abschnittes in ausgewählten Moorprofilen des Trauntales.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 185-193, München.
- DREESBACH, R. (1982 a): Erläuterungen zur Geologischen Karte vom Gebiet südlich und südwestlich des Walchensees.- Unveröff. Dipl.-Kart. Techn. Univ. München, 50 S., München.
- (1982 b): Quartärgeologische Untersuchungen an Ablagerungen des würmglazialen Isar-Loisach-Gletschers zwischen Mittenwald und Wolfratshausen.- Unveröff. Dipl.-Arb. Techn. Univ. München, 74 S., München.
 - (1983): Geröllanalysen und morphometrische Messungen in der Kiesgrube Gstaig bei Großweil.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 63-66, München.
- DREIMANIS, A. (1979): The problem of waterlain tills.- In: SCHLÜCHTER, CH. (Hrsg.): Moraines and Varves, 167-177, Rotterdam (A.A. Balkema).
- EBERL, R. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande.- 427 S., Augsburg (Filser).
- EBERS, E. (1926): Das Eberfinger Drumlinfeld.- Geogn. Jh., 39: 47-86, München.
- (1934): Die Eiszeit im Landschaftsbilde des bayerischen Alpenvorlandes.- 167 S., München (Beck).
- (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter.- Eiszeitalter und Gegenwart, 6, Öhringen.
- (1960): Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb.- Eiszeitalter und Gegenwart, 11: 64-76, Öhringen.
- EHLERS, J. (1978): Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung.- Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 68: 181, Hamburg.
- (1979): Fine gravel analysis after the Dutch method as tested out on resting klint, Denmark.- Bull. Geol. Soc. Denmark, 27: 157-165, Copenhagen.

- EHLERS, J. & GRUBE, F. (1983): Meltwater deposits in north-west Germany.- In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West-Europe, 249-256, Rotterdam (A.A. Balkema).
- EHLERS, J. & STEPHAN, H.-J. (1983): Till fabric and ice movement.-In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West-Europe, 267-274, Rotterdam (A.A. Balkema).
- EICHLER, H. (1970): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riß und oberer Rottum.- Heidelberger Geogr. Arb., 30: 1-128, Heidelberg.
- FEZER, F. (1969): Zur Interpretation von Schotteranalysen im Alpenvorland.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6: 344-352, Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.- Bd. I, Jena.
- FISCHER, K. (1966): Zur Anwendung der morphometrischen Schotteranalyse.- Z. Geomorph. N.F. 10/1: 1-10, Berlin.
- FLIRI, F. (1983): Die Inntalterrasse von Gnadental und der Bänderton von Baumkirchen.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 77-84, München.
- FLIRI, F., BORTENSLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W. (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen.- Z. Gletscherk. Glazialg., 6(1-2): 5-36, Innsbruck.
- FLIRI, F., FELBER, H. & HILSCHER, H. (1972): Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen.- Z. Gletscherk. Glazialg., 8: 203-213, Innsbruck.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers.- Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 77-99, Hannover.
- FRENZEL, B. (1973): Some remarks on the Pleistocene Vegetation.- Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24: 281-292, Jübingen.
- (1978): Das Problem der Riß/Würm-Warmzeit im Deutschen Alpenvorland.- 103-114, Über das Alter einiger Interglazialvorkommen im südlichen Mitteleuropa.- 172-180, In: Führer zur Exkursionstagung des ICGP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere".- Vervielf. d. DFG, Bonn-Bad Godesberg.
- (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa.- In: OESCHGER-MESSERLI-SILVAR (Hrsg.): Das Klima, 45-63, Berlin (Springer).

- (1983 a): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Nordost-Teil des ehemaligen Rhein-Vorlandgletschers.- 1-10, Das Interglazial von Pfefferbichl bei Füssen, Obb.- 11-16, In: Führer für die Vorexkursion der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS), Hohenheim.
 - (1983 b): Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen zur Sedimentgenese am Material aus der Forschungsbohrung FB 2 (Kgr. Lutz-Pech) bei Murnau/Obb.- 50-52, Über das Alter würmeiszeitlicher Endmoränenstände süddeutscher ehemaliger Vorlandgletscher.- 106-110, In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, München.
- FRENZEL, B. & PESCHKE, P. (1972): Über die Schieferkohlen von Höfen, Breinetsried, Großweil, Schwaiganger und Pömitsried.- In: Führer zu den Exkursionen der 16. wissenschaftl. Tagung der DEUQUA, 77-80, Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H & MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie. Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine.- 3. Aufl., 784 S., Stuttgart.
- FUGGER, E. & KASTNER, K. (1895): Die Geschiebe des Donaugebietes. 1: Die Geschiebe der Salzach.- Donaustudien III, Beil. Mitt. K.u.K. Geogr. Ges. Wien, 38: 1-112 Wien.
- GAREIS, J. (1978): Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmeiszeitlichen Eisschwundes.- Würzburger Geogr. Arb., 46: 101 S., Würzburg.
- GASTALDI (1850): Sur les terrains superficiels de la vallées du Po.- Bull. Soc. Géol., II. S.t., VIII: 554-603, Paris.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes nördlich von Bodensee und Rhein.- Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., 11: 127-172, Freiburg.
- GERMAN, R. (1959): Die Ablagerungen der Würmvereisung im deutschen Alpenvorland.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 469-472, Stuttgart.
- (1964): Korngrößen-Untersuchungen an glazigenen und glazifluvialen Sedimenten.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 7: 388-390, Stuttgart.
 - (1968): Moraines.- Encyclopedia of Geomorphology, 710-717, New York (Reinhold Book Corporation).
 - (1973): Sedimente und Formen der glazialen Serie.- Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24: 5-15, Öhringen.

- GERMAN, R., BRAUN, A.F. & MADER, M. (1972): Quartäre Sedimente im Alpenvorland.- Mitt. Bezirksstelle f. Naturschutz und Landschaftspflege, 1: 1-22, Tübingen.
- (1976): Der Beitrag der Sedimentanalyse zur Quartärstratigraphie.- Mitt. Bezirksstelle f. Naturschutz und Landschaftspflege, 4:1-28, Tübingen.
- GERMAN, R., MADER, M. & KILGER, B. (1978): Glazigene und glazifluviale Sedimente: Bedeutung - Typisierung - Sedimentparameter.- Mitt. Bezirksstelle f. Naturschutz und Landschaftspflege, 2:1-40, Tübingen.
- GEYH, M.A. & HENNIG, G.J. (1983): Datierungsversuche pleistozäner Proben aus dem Alpenvorland mit Hilfe mehrerer physikalischer Methoden.- Geol. Bav., 84: 177-184, München.
- GRAF, A. (1906): Geognostisches Gutachten über die Ergiebkeit des Braunkohlenlagers der Bergbauunternehmung in Großweil.- Unveröff. Ber. Oberbergamt München, 1-8, München.
- GRAUL, H. (1952): Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland.- Geol. Bav., 14: 124-137, München.
- (1953): Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande.- Geol. Bav., 19: 266-280, München.
- (1973): Stand der Quartärforschung im Süden der BRD in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht.- Heidelberger Geogr. Arb., 38: 251-265, Heidelberg.
- (1978): Probleme der Korrelierung der groben Quartärsedimente im nördlichen Alpenvorlande.- Fink-Festschrift, 221-234, Wien.
- GRAUL, H. & SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet.- Geol. Bav., 18/2: 112 S., München.
- GRIMM, W.-D. (1965): Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse.- Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abh. N.F., 21: 1-135, München.
- (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany).- Contr. Sedimentology, 1: 103-125, Stuttgart.
- GRIMM, W.-D. & MITARBEITER (1979): Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzachvorlandgletschers (Oberbayern).- In: SCHLÜCHTER, CH. (Hrsg): Moraines and Varves.- 101-114, Rotterdam (A.A. Balkema).
- GROOTES, P.M. (1977): Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50 000 years B.P.- Proefschrift Rijksuniversiteit te Groningen, 221 S., Groningen.

- (1978): Carbon-14 Time Scale Extended: Comparison of Chronologies.- Science, 200: 11-15, Washington.
 - (1979): Kohlenstoff-14 Anreicherungsdatierungen im Alpenvorland.- Geol. Bav., 80: 183-188, München.
- GROTTENTHALER, W. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7833 Fürstenfeldbruck.- 82 S., München.
- (1983): Lithofazielle Untersuchungen würmzeitlicher Moränen im voralpinen Vereisungsgebiet des Isar-Loisach-Gletschers und des Inn-gletschers.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 17-22, München.
 - (im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8036 Otterfing und Nr. 8136 Holzkirchen.- München.
- GRUBE, F. (1983): Morphologie der äußeren Würmvergletscherung in der Typusregion südlich München.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 11-15, München.
- GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Wurm und Frühwurm am Samerberg in Oberbayern - ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns.- Geol. Bav., 80: 5-64, München.
- (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern.- Geol. Bav., 84: 21-40, München.
- GWINNER, M.P. (1971): Geologie der Alpen.- 447 S., Stuttgart (Schweizer-barth).
- HAAG, Th. (1979): Die quartären Schotterfüllungen des württembergischen Rottales.- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. , 97 S., Heidelberg.
- HAHN, CH. v. (1969): Mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flußbettsanden im Einzugsgebiet des Alpenrheins.- Eclogae Geol. Helv., 62/1: 227-278, Basel.
- HANTKE, R. (1978/80/83): Eiszeitalter.- 3 Bände: I 498 S., II 703 S., III 730 S., Thun (Ott).
- HENNIG, G.J. (1984): Uranium series age determination of quaternary geology.- Eiszeitalter und Gegenwart, 34: 200-201, Hannover.
- HENNIGSEN, D. (1979): Einbettungsmittel für Schwermineral-Dauerpräparate.- Der Präparator, 25: 157-158, Bochum.

- HEUBERGER, H. (1968 a): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial.- Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 270-275, Öhringen.
- (1968 b): Die Ötztalmündung (Inntal, Tirol).- Veröff. Univ. Innsbruck, Alpenkundl. Stud., 1: 53-90, Innsbruck.
 - (1975): Das Ötztal.- In: FLIRI, F. & LEIDLMAIR, A. (Hrsg.): Tirol. Ein geographischer Exkursionsführer.- Innsbrucker Geogr. Stud., 2: 213-249, Innsbruck.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen des polymetamorphen Silvrettakristallins.- Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., 15: 56-70, Wien - New York.
- HÖFLE, H.-CHR. & KUHNERT, CHR. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8331 Bayersoien.- 122 S., München.
- HÖFLE, H.-CHR. & MÜLLER, H. (1983): Interglaziale und interstadiale Stauseeablagerungen bei Steingaden im Ammergebirgsvorland.- Geol. Bav. 84: 147-152, München.
- HUSEN, D.van (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal.- Jh. Geol. B.-Anst., 120 (1): 1-130, Wien.
- (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 9-22, Hannover.
 - (1981/82): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 74/75: 197-230, Wien.
 - (1983): Zum Ablauf des Hoch- und Spätglazials im oberösterreichischen Trauntal.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 171-184, München.
- IMBRIE, J. & PALMER-IMBRIE, K. (1983): Die Eiszeiten.- 256 S., München (Knauer).
- IMSCHWEILER, P. (1973): Der "Innerwürmboden" im nördlichen Alpenvorlande bei Murnau.- Heidelberger Geogr. Arb., 38: 53-65, Heidelberg.
- JERZ, H. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8134 Königsdorf.- 173 S., München.
- (1970): Zur Stratigraphie des Jungquartärs im Nördlichen Alpenvorland nach 14 C-Datierungen.- Geol. Bav., 63: 207-216, München.

- (1979): Das Wolftratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung.- Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 63-69, Hannover.
 - (1980): Petrographische Methoden in der Quartärforschung.- Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., 23: 45-50, Hamburg.
 - (1982): Paläoböden in Südbayern.- Geol. Jb., F14: 27-43, Hannover.
 - (1983 a): Die Bohrung Samerberg 2 östlich Nußdorf am Inn.- Geol. Bav., 84: 5-16, München.
 - (1983 b): Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 228 S., München.
 - (1985, im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7934 Starnberg Nord und 8034 Starnberg Süd.- München.
- JERZ, H., BADER, K. & PRÖBSTL, M. (1979): Zum Interglazialvorkommen von Samerberg bei Nußdorf am Inn.- Geol. Bav., 80: 65-71, München.
- JERZ, H., GROTTENTHALER, W. & SCHWARZMEIER, J. (1981): Quartär.- In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000.- 3. Aufl., 134-151, München.
- JERZ, H., STEPHAN, W. & ULRICH, R. (1978): Zur Geologie der Interglazialvorkommen von Großweil und Schwaiganger.- In: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere".- Vervielf. d. DFG, 136-139, Bonn-Bad Godesberg.
- JERZ, H. & ULRICH, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald.- 152 S., München.
- (1983 a): Die Schieferkohlevorkommen von Großweil und Schwaiganger. Mit mineralogischen Beiträgen von M. SALGER und einem malakologischen Beitrag von J. KOVANDA.- Geol. Bav., 84: 47-68, München.
 - (1983 b): Das Schieferkohlevorkommen von Herrnhausen südlich von Wolftratshausen.- Geol. Bav., 84: 101-106, München.
- JOPLING, A.V. (1975): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation.- In: JOPLING, A.V. & McDONALD, B.C.: Soc. Economic Paleont. Mineral., Spec. Publ., Tulsa.
- JORDAN, H. & VOSS, H. (1978): Geröllanalytische Gliederung der pleistozänen Kiessande nordwestlich von Hannover.- Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 10-38, Öhringen.

- JUNG, W. (1979): Die pflanzlichen Großreste des Riß/Würm-Interglazials von Eurach am Starnberger See/Obb.- Geol. Bav., 80: 107-113, München.
- JUNG, W., BEUG, H.-J. & DEHM, R. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a.d. Salzach.- Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abh., N.F., 151: 131 S., München.
- KAISER, K. (1963): Zur Frage der Würm-Gliederung durch einen "Mittelwürm-Boden" im nördlichen Alpenvorland bei Murnau.- Eiszeitalter und Gegenwart, 14: 208-215, Öhringen.
- (1975): Die Innlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestandteil der Deutschen Quartärforschung.- Eiszeitalter und Gegenwart, 26: 1-30, Öhringen.
- KALLENBACH, H. (1964): Zur Quartärgeologie und Hydrologie im würmzeitlichen Isargletscher-Bereich nördlich von Bad Tölz.- Diss. Techn. Univ. München, 105 S., München.
- KLAUS, W. (1976): Das Riß/Würm-Interglazial von Mondsee.- Mitt. Kom. Quartärforschung Österr. Akad. Wiss., 1: 14-24, Wien.
- (1981): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenpunkt der Ostalpen.- Jb. Oberöstr. Musealverein, 130: 315-344, Linz.
- (1983): Der pollenanalytische Nachweis einer geschlossenen Serie würmzeitlicher Klimaschwankungen über dem Riß/Würm-Interglazial von Mondsee.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 157-170, München.
- KLEBELSBERG, R.v. (1913): Moränen- und Drumlinzonen im Bereich der oberbayerischen Vorlandvergletscherung.- Mitt. Geogr. Ges., 8: 49-54, München.
- (1914): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande.- Teil IV, Z. Gletscherk., 8: 243-263, Berlin.
- (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland.- Z. Gletscherk. Glazialg., 18, Innsbruck.
- (1938): Die "Stadien" der Gletscher in den Alpen.- Verh. III. Intern. Quartärkonferenz, 102-105, Wien.
- (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.- Band I: 404 S., Wien (Springer).
- KNAUER, J. (1922): Die Schieferkohle von Großweil und Ohlstadt.- In: Die mineralischen Rohstoffe Bayerns und ihre Wirtschaft.- Bd.1: Die jüngeren Braunkohlen, München.

- (1928): Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet.- Z. Dtsch. Geol. Ges., 80: 294-303, Berlin.
 - (1929): Erläuterungen zur Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt München West (Nr. XXVII), Teilblatt Landsberg.- 47 S., München.
 - (1931): Erläuterungen zur Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt München West (Nr. XXVII), Teilblatt München-Starnberg.- 48 S., München.
 - (1935): Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet.- Abh., Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 21: 1-65, München.
 - (1937): Widerlegung der Einwendungen K. Troll's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit.- Mitt. Geogr. Ges. München, 30: 1-38, München.
 - (1951): Quartärgeologische Exkursion in das alpine Isargletschergebiet zwischen Bad Tölz und Mittenwald.- Geol. Bav., 6: 125-126, München.
 - (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern.- Geol. Bav., 11: 1-32, München.
 - (1953): Gedanken über die Bildung fluvioglazialer Täler im Alpenvorland und die Ursache für ihre Zuschüttung.- Geol. Bav., 19: 164-167, München.
- KOCKEL, C.W., RICHTER, M. & STEINMANN, H.G. (1931): Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach.- Wiss. Veröff. D. u. Oe. Alpenver., 10: 231 S., Innsbruck
- KÖRNER, H.J. (1954): Gletschermechanik und Gletscherbewegung.- Z. Gletscherk. Glazialg., 3: 1-17, Innsbruck.
- (1983): Zum Verhalten der Gletscher im würmeiszeitlichen Eisstromnetz auf der Ostalpen-Nordseite.- Geol. Bav., 84: 185-205, München.
- KÜSTER, E. (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie.- 171 S., München.
- (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen.- 336 S., Stuttgart (Enke).
- KOHL, F. (1965): Der nichtkarbonatische Anteil in südbayerischen Schottern und deren Böden.- Geol. Bav., 55: 360-370, München.

- KOHL, H. (1983): Zum Riß/Würm-Interglazial- und Würm-Glazialprofil von Mondsee.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 152-156, München.
- KOVANDA, I. (1983): Molluskenfauna im Liegenden und Hangenden der Schieferkohle von Höfen.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 35-37, München.
- KRAUS, E. (1955): Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode.- Eiszeitalter und Gegenwart, 6: 75-95, Öhringen.
- (1961): Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern.- Eiszeitalter und Gegenwart, 12: 43-59, Öhringen.
- KRUMBEIN, W.C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.- Journ. Sed. Petrol., 11: 64-72, Tulsa.
- KUHNERT, CH. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8431 Linderhof.- 99 S., München.
- LESER, H. (1977): Feld- und Labor-Methoden der Geomorphologie.- 446 S., Berlin - New York (De Gruyter).
- LEVY, F. (1920): Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete.- Ostalpine Formenstud. Abt. I, 1, Berlin (Gebr. Borntraeger).
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte.- Heidelberger Geogr. Arb., 45: 1-157, Heidelberg.
- MAARLEVELD, G.C. (1956): Grindhoudende Midden-Pleistocene sedimenten.- Meded. Geol. Stichting, C-VI-6: 1-105, Maastricht.
- MACHATSCHKE, F. (1938): Die Gliederung des Eiszeitalters in den Alpen.- Verh. III. Int. Quartär-Konf., 124-127, Wien.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials.- Geogr. Helv., 37/2: 93-104, Zürich.
- MANGELSDORF, J. (1970): Beiträge zur Sedimentologie des Inntalquartärs.- In: MOSTLER, H. et al. (Hrsg.): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg.- Innsbruck - München.

- MARCZINSKI, R. (1968): Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saale-glazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Unterelbe.- Rotenburger Schriften, Sonderh., 11: 132 S., Rotenburg.
- MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.- Aufl., 152 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- MARTINS, CH. (1842): Sur les formations régulières du terrain de transport des vallées du Rhin.- Bull. Soc. Géol. I, S.t., XIII: 323-345, Paris.
- MASCH, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta.- Diss. Univ. München, 63 S., München.
- MENKE, B. & TYNNE, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung.- Geol. Jb. Reihe A, 76: 3-120, Hannover.
- MILNER, H.-B. (1962): Sedimentary Petrography.- II, 4. Aufl., 715 S., London (Allan & Unwin).
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie.- I: Methoden der Sedimentuntersuchung, 303 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- MÜLLER, K. (1973): Das "Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihre Schubweiten.- Geol. Rdsch., 62/1: 54-96, Stuttgart.
- MÜLLER-DEILE, G. (1940): Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern.- Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zwgst. München, 34: 3-106, München.
- MUNTHER, H. (1911): Über das Diluvium der Umgebung Münchens 1911.- In: ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Loisachgletscher.- Mitt. Geogr. Ges. München, 12/2: 290-292, München.
- NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. II. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten.- 557 S., Basel (Birkhäuser).
- OHMERT, W. (1979): Die Ostracoden der Kernbohrung Eurach 1.- Geol. Bav., 80: 127-158, München.
- OLLI-VESALAINEN, R., WISSERT, R. & FRENZEL, B. (1983): Über das Alter des spätglazialen Wolfratshauser Sees, südlich von München. In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet, 111-115, München.

- PATZELT, G. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen).- Z. Geomorph., N.F., Suppl., 16: 25-72, Berlin.
- (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen.- Erdwiss. Forsch., Bd. XIII: 248-259, Wiesbaden.
 - (1983): Die Inntalterrassen im mittleren Inntal.- In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet.- 74-76, München.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Spät- und nacheiszeitliche Gletscher- und Vegetationsentwicklung im inneren Ötztal.- In: Führer zur Tirol-Exkursion anlässlich der 19. Tagung der DEUQUA in Wien, 13-25, Innsbruck.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der Deutschen Alpen.- 483 S., Leipzig (Joh. A. Barth).
- (1901): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen.- In: PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter.- Buch 1: 23-393, Leipzig (Tauchnitz).
 - (1922): Die Terrassen des Isartales in den Alpen.- Sitzungsbericht Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., 20: 182-208, Berlin.
 - (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen.- Sitzungsbericht Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., 20: 214-251, Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter.- Bd. 1: 393 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PESCHKE, P. (1973): Über die Schieferkohlen und andere warmzeitliche Sedimente im Gebiet von Murnau und Penzberg.- Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24: 399, Ohringen.
- (1978): Pollenanalytische Untersuchungen an Schieferkohlen aus dem Gebiet um Penzberg und Murnau/Oberbayern.- In: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere".- Vervielf. d. DFG, 140-154, Bonn-Bad Godesberg.
 - (1983 a): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland.- Geol. Bav., 84: 69-99, München.
 - (1983 b): Pollenanalysen der Schieferkohlen von Herrnhäusen (Wolfratshausener Becken/Obb.).- Ein Beitrag zum Problem interglazialer Ablagerungen in Oberbayern.- Geol. Bav., 84: 107-121, München.

- (1983 c): Pollenanalysen der Schieferkohlen von: Herrnhausen, 27-30; Breinetsried, Höfen, 38-43; Kiesgrube Lutz-Pech, 53-58; Großweil, 61-62; Gstaig bei Großweil, 67-68; In: Führer zu den Exkursionen der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet.- 228 S., München.
- PETTIJOHN, F.J. & LUNDAHL, A.C. (1943): Shape and roundness of Lake Erie beach sands.- Journ. Sed. Petrol., 13/2: 69-78, Tulsa.
- PIEHLER, H. (1974): Die Entwicklung der Nahtstelle von Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis Spätglazial der letzten Vereisung.- Münchner Geogr. Abh., 13: 1-105, München.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J. (1951): Morphometrische und morphologische Schotteranalysen.- Proc. III. Intern. Congr. Sedimentology, 135-156, Groningen.
- (1952): Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalysen.- Abh. Braunschweig. Wiss. Ges., 4: 12-36, Braunschweig.
- PRINZ, H. (1982): Abriß der Ingenieurgeologie.- 419 S., Stuttgart (Enke).
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubai Alpen.- Samml. Geol. Führer, 53: 129 S., Berlin - Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- RATHJENS, C. (1951): Quartärgeologische Exkursion durch das Gebiet des diluvialen Iller-Lech- und Isargletschers.- Geol. Bav., 121-124, München.
- REHAGEN, H.W. (1968): Pollenanalytische Untersuchungen an zwei pleistozänen Kohlevorkommen im Kochelseebecken.- Manuskript Geol. L.-Amt NRW, 6 S., Krefeld.
- REICH, H. (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil, Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayerischen Alpenvorland.- Flora, 140: 386-443, Jena.
- REICHELT, G. (1961): Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode.- Peterm. Geogr. Mitt., 105: 15-24, München.
- RICHTER, K. (1952): Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern.- Eiszeitalter und Gegenwart, 2: 120-126, Jübingen.
- ROLF, CH. (1985): Paläomagnetische Messungen und mineralogische Untersuchungen an Seesedimenten des Interglazialsees am Samerberg bei Rosenheim.- Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 100 S., München.
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher.- Mitt. Geogr., Ges., 12: 99-314, München.

- RUCHIN, L.B. (1958): Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen.- Übers. aus d. Russ. A. SCHÜLLER), 806 S., Berlin (Akademie).
- SAUER, E. (1938): Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung der diluvialen Seeabsätze im oberen Isartal.- Min. Petrogr. Mitt., 50: 305-355, Leipzig.
- SCHÄDEL, K. (1950): Untersuchungen über das Altdiluvium des Rheingletschers zwischen Iller und Bodensee.- Diss. Univ. Tübingen, Tübingen.
- SCHAEFER, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz.- Abh. Naturkd. u. Tiergartenver. f. Schwaben, Augsburg.
- (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation.- Forsch. Dtsch. Landeskunde, 49: 154 S., Landshut.
 - (1978): Die Gliederung der Münchener Ebene.- Mitt. Geogr. Ges. München, 63: 37-67, München.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1983): Lehrbuch der Bodenkunde.- 11. Aufl.: 442, Stuttgart (Enke).
- SCHLÜCHTER, CH. (1975): Schotterpetrologie und deren relativ-stratigraphische Anwendbarkeit im Aaretal südlich von Bern.- Eiszeitalter und Gegenwart, 26: 74-81, Öhringen.
- (1981): Bemerkungen zur Korngrößenanalyse der Lockergesteine, insbesondere der Moränen in der Schweiz.- Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., 24/2: 155-160, Hamburg.
 - (1982): Die lithostratigraphische Gliederung der Ablagerungen seit der letzten Zwischeneiszeit.- Geogr. Helv., 2: 85-92, Zürich.
 - (1983): Die Bedeutung der angewandten Quartärforschung für die eiszeitgeologische Forschung in der Schweiz.- Physische Geographie, 11: 59-72, Zürich.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbachstollens und des geplanten Sylvensteinstaubbeckens.- Geol. Bav., 4: 1-55, München.
- (1955): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt 663 Murnau.- München.
 - (1968): Flysch, Helvetikum und Molasse am bayerischen Alpenrand.- Führer zu den Exkursionen A/C 26 des XXIII. Int. Geologenkongress in Prag, 32 S., München.

- SCHNEIDER, H.-J. (1953): Quartäre Seeabsätze und spätglaziale Gletscherstände im Unterleutaschtal (Nordtiroler Kalkalpen).- Z. Gletscherk. u. Glazialg., 2: 241-261, Innsbruck.
- SCHUMACHER, R. (1981): Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers.- Diss. Univ. München, 204 S., München.
- SCHUMANN, H. (1948): Beiträge zur Schwermineralanalytik.- Fortschritt Min., 27: 79-106, Göttingen.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit.- 3. Aufl., 380 S., Stuttgart (Enke).
- SEILER, K.-P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 35-48, Hannover.
- SEILER, K.-P., WOLF, M. & RAUERT, W. (1982): 14 C-Alter von Holzproben aus Oberbayern.- Bericht Nr. R-290 der Gesellsch. f. Strahlen- und Umweltforschung mbH, München.
- SEMMELE, A. (1973): Periglaziale Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland.- Z. Geomorph. N.F., Suppl., 17: 118-132, Berlin.
- SHACKLETON, N.J. & PISIAS, N.G. (1985): Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate.- Geophys. Monograph 22, New York.
- SINN, P. (1972): Geröll- und geschiebekundliche Untersuchungen im südlichen und mittleren Illergletschervorland.- Heidelberger Geogr. Arb., 38: 90-108, Heidelberg.
- (1974): Glazigene, fluvioglaziale und periglazial-fluviatile Dynamik in ihrem Zusammenwirken an der präwürmeiszeitlichen Talgeschichte der Eschach zwischen Rhein- und Illergletscher.- Heidelberger Geogr. Arb., 40: 95-120, Heidelberg.
- SNV 670 810 (1964): Gesteinsmaterialien - Siebversuch, allgemeine Grundsätze.- Zürich.
- SOERGEL, W. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion.- Berlin.
- (1937): Die Vereisungskurve.- 87 S., Berlin.
- SPIEGEL, M.R. (1980): Statistik.- Schaum's Outline, 358 S., Düsseldorf (McGraw-Hill).
- STÄBLEIN, G. (1970): Grobsedimentanalyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie.- Würzburger Geogr. Arb., 27: 1-203, Würzburg.

- STEPHAN, H.-J. & EHLERS, J. (1983): North German till types.- In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West Europe, 239-247, Rotterdam (A.A. Balkema).
- STEPHAN, W. (1970): Frühwürmzeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers.- Geol. Bav., 63: 217-330, München.
- (1978): Geologische Übersicht der Seeton- und Schieferkohlevorkommen bei Penzberg.- In: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere".- Vervielf. d. DFG, 131-135, Bonn-Bad Godesberg.
 - (1979): Zur Geologie des Interglazialvorkommens von Eurach/-Obb.- Geol. Bav., 80: 79-90, München.
- STRAATEN, L.M.J.U., van (1946): Grindonderzoek in Zuid Limburg.- Diss. Univ. Leiden, Okk. Med. Geol. Stichting, C-VI, 2, Leiden.
- SUTER, J.H. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe.- Diss. Univ. Zürich, 147 S., Zürich.
- THUM, I. (1969): Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 62: 55-77, Wien.
- TRASK, P.D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum.- Houston Gulf Publ. Co., 67 S., Houston.
- TRÜGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung gesteinsbildender Minerale.- Teil I, 4. Aufl., 188 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- TROLL, K. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher.- Forsch. Dtsch. Landes- und Volkskunde, 23/1: 1-121, Stuttgart.
- (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen.- Mitt. Geogr. Ges. München, 18: 281-292, München.
 - (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen.- Forsch. Dtsch. Landes- und Volkskunde, 24/4: 158-256 S., Stuttgart.
 - (1931): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland.- Mitt. Geogr. Ges. München, 24: 215-226, München.
 - (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang.- Mitt. Geogr. Ges. München, 29: 1-38, München.
 - (1937): Die jungeszeitlichen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern.- Geol. Rdsch., 28: 599-611, Stuttgart.

- ULLSPERGER I. (1983): Geologische Karte des oberen Kranzbachgebietes unter besonderer Berücksichtigung des Quartärs.- Unveröff. Dipl.-Kart. Techn. Univ. München, 47 S., München.
- VALETON, I. (1955): Beziehung zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einiger Flußgerölle.- Peterman. Mitt., 99: 13-17, Gotha.
- VENETZ, I. (1833): Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse.- Denkschrift Schweiz. Ges. Naturwiss., 2. Abt., I, Zürich.
- VOGEL, J.C. (1982): Ionium Dating of the early Würm in Europe.- XI. INQUA-Congress, Abstracts, 2: 349, Moscow.
- VOGEL, J.C. & KRONFELD, J. (1980): A new method for dating peat.- South African Journal of Science, 76: 557-558, Johannesburg.
- WAHNSCHAFTE, F. & SCHUCHT, F. (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.- 4. Aufl., 472 S., Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1937): Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens.- N. Jb. Min. Petrogr. Mitt., Beil.- Bd. 78 B, Stuttgart.
- WEINHARDT, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpen-nordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina.- Heidelberger Geogr. Arb., 38: 158-178, Heidelberg.
- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa.- Eiszeitalter und Gegenwart 31: 187-202, Hannover.
- (1982): Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand.- Geogr. Helvetica, 37: 75-83, Zürich.
- WENK, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta-kristallins.- Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., XIV/1: 196-278, Zürich.
- (1962): Unterostalpinen Kristallin im Unterengadin.- Eclogae Geol. Helv., 55/2: 457-460, Basel.
- WENTWORTH, C.K. (1922): A methode for measuring and plotting the shape of pebbels.- Geol. Surv. Bull., 730 C: 91-114, Washington.
- WEYL, R. (1952): Schwermineraluntersuchungen an eiszeitlichen Ablagerungen der Riß-Lechplatte.- Geol. Bav., 14: 107-123, München.

- WOLDSTEDT, P. (1961): Das Eiszeitalter.- Bd. 1, 3. Aufl., 374 S., Stuttgart (Enke).
- ZAGWIJN, W.H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens.- Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 129-146, Hannover.
- ZANDSTRA, J.G. (1978): Einführung in die Feinkiesanalyse.- Der Geschlebesammler, 12-2/3: 21-38, Hamburg.
- (1983): Fine gravel, heavy mineral and grain-size analyses of Pleistocene, mainly glacial deposits in the Neatherlands.- In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West Europe, 361-377, Rotterdam (A.A. Balkema).
- ZEIL, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern.- Geol. Bav., 20: 85 S., München.
- ZEUNER, F. (1933): Die Schotteranalyse.- Geol. Rdsch., 24: 65-104, Stuttgart.
- (1935): The Pleistocene Cronology of Central Europe.- Geol. Mag., 72, London.
- ZIEGLER, J.H. (1983): Verbreitung und Stratigraphie des Jungpleistozäns im voralpinen Gebiet des Salzachgletschers in Bayern.- Geol. Bav., 84: 153-176, München.
- ZINGG, Th. (1935): Beiträge zur Schotteranalyse.- Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., 15: 39-140, Zürich.

10. KARTENVERZEICHNIS

Topographische Karte 1 : 25 000

Blatt 7832 Türkenfeld
7833 Fürstenfeldbruck
7931 Landsberg a. Lech
7932 Utting a. Ammersee
7933 Weßling
7934 Starnberg Nord
7935 München Solln
8031 Denklingen
8032 Dießen a. Ammersee
8033 Tutzing
8034 Starnberg Süd
8035 Sauerlach
8131 Schongau
8132 Weilheim i. OB
8133 Seeshaupt
8134 Königsdorf
8135 Sachsenkam
8136 Holzkirchen
8232 Uffing a. Staffelsee
8233 Iffeldorf
8234 Penzberg
8235 Bad Tölz
8236 Tegernsee
8333 Murnau
8432 Oberammergau
8433 Eschenlohe
8531/8631 Zugspitze
8532/8632 Garmisch-Partenkirchen
8533/8633 Mittenwald
Bayerisches Landesvermessungsamt München

Topographische Karte 1 : 50 000

Blatt L 7930 Landsberg a. Lech
L 7932 Fürstenfeldbruck
L 7934 München
L 8130 Schongau
L 8132 Weilheim i. OB
L 8134 Wolfratshausen
L 8332 Murnau
L 8334 Bad Tölz
L 8530 Füssen
L 8532 Garmisch-Partenkirchen
Bayerisches Landesvermessungsamt München

Topographische Karte 1 : 100 000

Blatt C 7934 München
C 8330 Weilheim i. OB
C 8334 Bad Tölz
C 8730 Garmisch-Partenkirchen
C 8734 Föll
Bayerisches Landesvermessungsamt

Umgebungskarte 1, München und Umgebung 1 : 100 000
Bayerisches Landesvermessungsamt

Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000

Blatt 7833 Fürstenfeldbruck
8134 Königsdorf
8331 Bayersoien
8333 Murnau
8431 Linderhof
8432 Oberammergau
8433 Eschenlohe
8533/8633 Mittenwald
Bayerisches Geologisches Landesamt, München

Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000

Blatt 663 Murnau
664 Tegernsee
Bayerisches Geologisches Landesamt, München

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000

Blatt CC 8726 Kempten (Allgäu)
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,
Hannover (1983)

Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000
Bayerisches Geologisches Landesamt, München (1981)

Geologische Karte der Republik Österreich und der
Nachbargebiete 1 : 500 000
Geologische Bundesanstalt, Wien (1980)

Karte des Isarvorlandgletschers 1 : 150 000
ROTHPLETZ (1917): Mitt. Geogr. Ges. München, 12, München

11. A N H A N G

	Seite
Lageskizze der Aufschlüsse und Bohrungen	142
Alphabetisches Aufschlußverzeichnis	143
Aufschlußbeschreibungen	145
Fotos	168

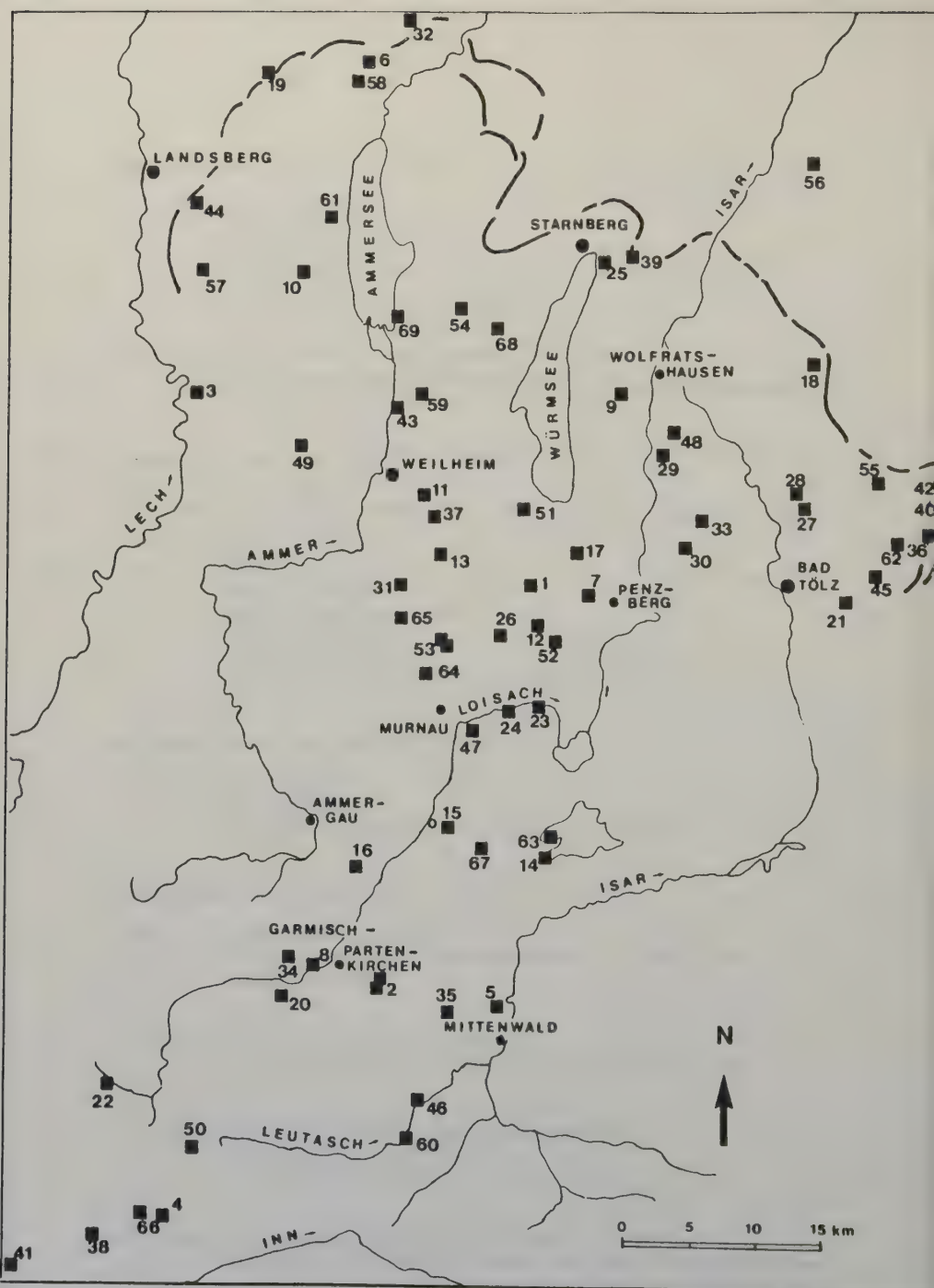


Abb. 27: Lageskizze der Aufschlüsse und Bohrungen
 (— äußere Endmoränen des Isar-Loisachgletschers)

Tabelle 25: Alphabetisches Aufschlußverzeichnis

(Die Nummern sind im Text hintern den Namen der Lokalitäten angegeben.)

NR. LOKALITÄT	R-WERT	H-WERT	TOP.-KARTE
1 Antdorf	44 48000	52 91850	8233 Iffeldorf
2 Anzlesau a)	44 34900	52 61300	8532/8632 Garmisch-
b)	44 35860	52 61000	Partenkirchen
3 Apfeldorf	44 20500	53 06300	8131 Schongau
4 Aschland	44 15400	52 42100	C 8730 Garmisch-P.
5 Am Horn	44 45225	52 59375	8533/8633 Mittenwald
6 Brandenburg	44 34550	53 32800	7832 Türkenfeld
7 Breinetsried	44 51200	52 89900	8234 Penzberg
8 Breitenau	44 28100	52 61270	8532/8632 Garmisch-P.
9 Degerndorf	44 53900	53 05125	8134 Königsdorf
10 Dettenhofen	44 27550	53 15800	8032 Dießen
11 Deutenhausen	44 38400	52 99750	8133 Seeshaupt
12 Dürnhhausen	44 49125	52 87900	8233 Iffeldorf
13 Eberfing	44 39750	52 95250	8233 Iffeldorf
14 Einsiedel	44 47600	52 70700	8433 Eschenlohe
15 Eschenlohe	44 39750	52 73450	8433 Eschenlohe
16 Ettal	44 32650	52 69800	8432 Oberammergau
17 Eurach	44 50700	52 95000	8234 Penzberg
18 Feldkirchen	44 66800	53 07550	8035 Sauerlach
19 Geltendorf	44 26650	53 32200	7832 Türkenfeld
20 Grainau	44 26700	52 60825	8532/8632 Garmisch-P.
21 Greiling	44 72400	52 90850	8235 Bad Tölz
22 Gries	44 14200	52 53350	8531/8631 Zugspitze
23 Großweil	44 47050	52 82750	8333 Murnau
24 Gstaig	44 45800	52 81500	8333 Murnau
25 Haarkirchen	44 54825	53 16850	8034 Starnberg Süd
26 Habach	44 47275	52 88500	8233 Iffeldorf
27 Habichau	44 68150	52 97800	8135 Sachsenkam
28 Helfertsried	44 68625	52 99150	8135 Sachsenkam
29 Herrnhausen	44 57275	53 01750	8134 Königsdorf
30 Höfen	44 59810	52 95050	8234 Penzberg
31 Huglfing	44 36750	52 92300	8232 Uffing
32 Jesenwang	44 36750	53 36800	7832 Türkenfeld
33 Königsdorf	44 60700	52 97125	8134 Königsdorf
34 Kramerlaine	44 26800	52 61325	8532/8632 Garmisch-P.
35 Kranzbach	44 41075	52 59400	8533/8633 Mittenwald
36 Krottenthal	44 78800	52 95200	8136 Holzkirchen
37 Marnbach	44 39250	52 99125	8133 Seeshaupt
38 Nassereith	44 12300	52 40500	C 8730 Garmisch-P.
39 Neufahrn	44 55700	53 18900	7934 Starnberg Nord

40	Oberwarngau	44	79200	53	00200	8136	Holzkirchen
41	Obtarrenz	44	06400	53	38700	C 8730	Garmisch-P.
42	Osterwarngau	44	79700	53	00100	8136	Holzkirchen
43	Pähl	44	37250	53	05900	8132	Weilheim
44	Pürgen	44	20375	53	20200	7931	Landsberg
45	Reichersbeuern	44	74150	52	92550	8235	Bad Tölz
46	Reindlau	44	37800	52	51125	L 8532	Garmisch-P.
47	Schwaiganger	44	43200	52	81000	8333	Murnau
48	Schwaigwall	44	58125	53	03175	8134	Königsdorf
49	Schönwag	44	27850	53	03000	8132	Weilheim
50	Seebensee	44	21100	52	49100	C 8730	Garmisch-P.
51	Seeshaupt	44	46750	52	97450	8133	Seeshaupt
52	Sindelsdorf	44	49325	52	87425	8233	Iffeldorf
53	Spatzenhausen	a) 44	40500	52	87800	8233	Iffeldorf
		b) 44	41250	52	87625	8233	Iffeldorf
54	Spornritt	44	42350	53	13600	8033	Tutzing
55	Sufferloh	44	77150	53	01500	8136	Holzkirchen
56	Taufkirchen	44	70625	53	24225	7935	München Solln
57	Thaining	44	22600	53	14475	8031	Denklingen
58	Türkenfeld	44	33000	53	31300	7832	Türkenfeld
59	Unterhirschberg	44	39550	53	06600	8033	Tutzing
60	Unterweidach	44	37100	52	47000	C 8730	Garmisch-P.
61	Utting	44	32000	53	20700	7932	Utting
62	Waakirchen	44	76000	52	93300	8236	Tegernsee
63	Walchensee	44	48450	52	72000	8433	Eschenlohe
64	Waltersberg	44	39600	52	85750	8233	Iffeldorf
65	Weidenhof	44	37425	52	90550	8232	Uffing
66	Weisland	44	16620	52	42100	C 8730	Garmisch-P.
67	Wengwies	44	41625	52	72950	8433	Eschenlohe
68	Wieling	44	44775	53	12550	8033	Tutzing

Nachtrag:

69	Aidenried	44	37000	53	12800	8032	Dießen
----	-----------	----	-------	----	-------	------	--------

Aufschlußbeschreibungen

Aidenried siehe Nachtrag, Nr. 69

1 Am Horn

R 44 45225 / H 52 59375, Bl.-Nr. 8533/8633 Mittenwald

Höhe: 885 - 980 m NN

Flußanriß am Westufer der Isar 3 km nördlich von Mittenwald

Kurzprofil:

975 - 980 m schluffreiche, sehr dichte Grundmoräne

940 - 975 m Vorstoßschotter des Isargletschers, unter der Moräne konglomeriert

885 - 940 m karbonatreiche Schluffe und Feinsande mit Kieseinlagerungen, fossilileer, Verdichtung durch Eisauflast, schwache glaziale Stauchung erkennbar

Die Feinsedimente im Liegenden der Vorstoßschotter sind nach JERZ & ULRICH (1966) als frühglaziale Bildungen in einem Eisstausee zu deuten.

2 Antdorf

R 44 48000 / H 52 91850, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf

Höhe: 605 - 617 m NN

In der Kiesgrube nordwestlich von Antdorf sind 12 m mächtige spätglaziale Schmelzwasserschotter aufgeschlossen. Sie gehören zur "Antdorf-Iffeldorfer Terrassenstufe", die durch Schmelzwässer des Loisachgletschers und des westlichen Kochelsee-Eises während der Weilheimer Phase aufgebaut wurde (TROLL 1925, 1937). Die Schotter beginnen mit einer groben Blocklage, die von gut geschichteten Kiesen überlagert wird. Nach oben schalten sich zunehmend Sandbänke ein, die fein verteilte, resedimentierte Kohlestückchen enthalten. Auffallend sind im gesamten Profil Schluff-Feinsandgerölle, die für eisrandnahe Sedimentation typisch zu sein scheinen. Totisstrukturen wurden keine beobachtet.

3 Anzlesau

a) R 44 34900 / H 52 61300, Bl.-Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen

Höhe: 800 m NN

An der Stichstraße von der B 2 nach Anzlesau, östlich von Partenkirchen, sind unter gering mächtiger Grundmoräne schlecht sortierte, schluffreiche Vorstoßschotter aufgeschlossen. An der Oberfläche sind Buckelwiesen ausgebildet.

b) R 44 35860 / H 52 61000, Bl.-Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 820 m NN

Verfallene, z.T. rekultivierte Kiesgrube südlich der B 2: Früh- bis hochglaziale, stark gestauchte Kies-Sand-Wechselagerungen werden diskordant von flach nach Nordwest einfallenden ($50-70^\circ/10-12^\circ$ NW) Kiesen überlagert. Grundmoräne zwischen den beiden Schotterhorizonten ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht erkennbar. Da die oberen Kiese nicht gestaucht sind, wird vermutet, daß es sich um spätglaziale Abschmelzschotter handelt.

4 Apfeldorf

R 44 20500 / H 53 06300, Bl.-Nr. 8131 Schongau
Höhe: 700 - 704 m NN

In der Kiesgrube am südlichen Ortsende von Apfeldorf ist ein äußerer Endmoränenwall des Loisachgletschers - Reichlinger Phase - aufgeschlossen. Die Moräne ist hier besonders schluffreich ausgebildet, da Material der Oberen Süßwassermolasse aus dem Liegenden umgelagert wurde. Der Kristallingehalt (2%) ist durch den Einfluß von Sedimenten aus dem Ammergebiet stark verdünnt.

5 Aschland

R 44 15400 / H 52 42100, Bl.-Nr. C 8730 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 1100 m NN

Kleiner Aufschluß an der Straße Nassereith - Aschland in schluffig, kiesiger Grundmoräne.

6 Brandenburg

R 44 34550 / H 53 32800, Bl.-Nr. 7832 Türkenfeld
Höhe: 597 - 600 m NN

Die Kiesgrube im Staatsforst östlich von Brandenburg liegt im äußeren Endmoränenwall des Loisachgletschers und gehört somit zur Reichlinger Phase. Die Moräne ist schluffig-kiesig ausgebildet und enthält bis zu 50 cm große Blöcke.

7 Breinetsried

R 44 51200 / H 52 89900, Bl.-Nr. 8234 Penzberg
Höhe: 608 - 620 m NN
Foto 1

In einem Schurf am Südrand des Breinetsrieder Quartärrückens wurde unter Grundmoräne und kristallinreichen (35%) Vorstoßschottern des Loisachgletschers ein 1 m mächtiger, interstadialer Horizont mit Schieferkohle und schluffigen Seeablagerungen freigelegt. Die Pollenflora zeigt nach PESCHKE (1978, 1983 a) einen offenen Vegetationstyp mit Kiefernbaumgruppen und wenig Fichten. Das 14C-Alter der Kohle wird mit 45 000 bis 48 000 Jahren BP angegeben (GROOTES 1977) und mit dem Moershoofd-Interstadial parallelisiert (PESCHKE 1978, 1983 a, c). Die Sedimente sind durch glaziale Stauchung schollenartig versetzt. Im Liegenden des Interstadials treten präwürmzeitliche, kalkfreie, kristallinreiche Restschotter auf (52% zentralalpines Material, 48% Dolomit). Die Quarzgerölle sind stark angelöst und kavernös.

Kurzprofil:

618 - 620 m	1 - 2 m Grundmoräne
610 - 618 m	ca. 8 m Vorstoßschotter
	20 cm Schluff bis Feinsand
609 - 610 m	45 cm Schieferkohle
	30 cm sandiger Schluff
608 - 609 m	ca. 1 m Restschotter

8 Breitenau

R 44 28100 / H 52 61270, Bl.-Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 738 m NN

Östlich des Tierheims war unter Baumwurzeln kiesige Grundmoräne aufgeschlossen. Die Karbonatgeschiebe sind deutlich gekritzelt.

9 Degerndorf

R 44 53900 / H 53 05125, Bl.-Nr. 8134 Königsdorf
Höhe: 665 - 669 m NN

Nördlich von Degerndorf erheben sich drei schmale, ca. 200 m lange, N-S-streichende Wälle, von denen einer im Sommer 1982 aufgeschlossen war. Den Kern des Walles bilden geschichtete Kies-Sand-Wechsellagerungen, die mit 20-30° nach Norden einfallen. Die Schotter enthalten gekritzte Geschiebe, ca. 10% Kristallin und können als hochglaziale Bildungen eingestuft werden. In die bis zu 50 cm mächtigen Sandbänke sind Geschiebe eingesenkt ("dropped stones"), die die Eisnähe erkennen lassen. Die Feinsande enthalten umgelagerte Kohlestückchen und Reste dickschaliger Mollusken. Im Hangenden der Schotter leitet eine Blocklage zu der Grundmoräne über. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 40 cm am Top und über 3 m an den Flanken des Walles.

Die Wallformen von Degerndorf wurden bisher als Moränenwälle (JERZ 1966) oder Kamesrücken (SCHUMACHER 1981: 100) interpretiert. Die

Ausbildung und die Schichtung der Schotter, sowie die überlagernde Moräne sprechen aber eher dafür, daß es sich um osartige Bildungen (subglaziale Schotterrücken) handelt (Kap. 6.5.1.3).

10 Dettenhofen

R 44 27550 / H 53 15800, Bl.-Nr. 8032 Dießen
Höhe: 653 - 660 m NN

In der Kiesgrube nördlich von Dettenhofen sind unter 3 m mächtiger, schluffig-kiesiger Grundmoräne ca. 4 m fluvioglaziale Schotter des Loisachgletschers aufgeschlossen.

11 Deutenhausen

R 44 38400 / H 52 99750, Bl.-Nr. 8133 Seeshaupt
Höhe: 580 - 588 m NN

Die Kiesgrube nördlich von Deutenhausen liegt in spätglazialen Abschmelzschottern, die während der Weilheimer Phase vom Loisachgletscher gebildet wurden. Es sind grob geschichtete Kieslagen aufgeschlossen, in die 10 - 20 cm mächtige Sandbänkchen mit umgelagerten Kohleresten und Schalenbruch eingeschaltet sind.

12 Dürnhausen

R 44 49125 / H 52 87900, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf
Höhe: 607 - 612 m NN
Geröll- und Schwermineralzählung siehe Abb. 23

In der im Abbau befindlichen Kiesgrube sind horizontal geschichtete spätglaziale Schmelzwassersedimente der Dürnhausen-Sindelsdorfer Terrassenstufe (TROLL 1937) aufgeschlossen. Durch das Sindelsdorfer Tal fließen Schmelzwässer vom Loisachgletscher in zentripetaler Richtung zum Kochelseebecken, nachdem dieses eisfrei geworden war.

13 Eberfing

R 44 39750 / H 52 95250, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf
Höhe: 600 - 625 m NN
Aufschlußskizze, Geröllzählung siehe Abb. 28

Im klassischen Eberfing Drumlinfeld (ROTHPLETZ 1917: 103) liegt die Kiesgrube von Obereberfing. Das hier aufgeschlossene Drumlin besteht aus ca. 2 m mächtiger Grundmoräne, die von über 20 m mächtigen Mur-nauer Schottern unterlagert wird. Infolge der Eisauflast weisen die Gerölle häufig Schlagstrahlen bzw. Druckstellen auf.

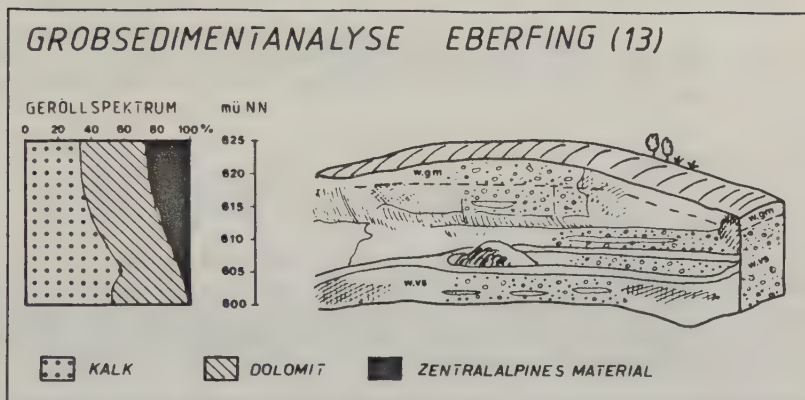


Abb. 28: Schematische Aufschlußskizze eines Drumlins aus dem Eberfing-
ger Drumlinfeld und Darstellung des Geröllspektrums

14 Einsiedel

R 44 47600 / H 52 70700, Bl.-Nr. 8433 Eschenlohe
Höhe: 822 - 840 m NN
Geröllzählung, Schwermineralzählung siehe Abb. 15

Kiesgrube an der B 11 nördlich von Einsiedel (Fa. R. Schulz): Unter 3-4 m mächtiger kiesiger Grundmoräne sind Vorstoßschotter des Isargletschers aufgeschlossen. Die tiefsten Lagen sind nahezu kristallin-
frei und möglicherweise frühwürmglazialen Alters. Die Rundung der Gerölle nimmt nach oben deutlich zu.

15 Eschenlohe

R 44 39750 / H 52 73450, Bl.-Nr. 8433 Eschenlohe
Höhe: 680 m NN

In der verfallenen Kiesgrube nordöstlich von Eschenlohe war Grundmo-
räne aufgeschlossen, die größtenteils aus Hauptdolomit bestand.

16 Ettal

R 44 32650 / H 52 69800, Bl.-Nr. 8432 Oberammergau
Höhe: 857 m NN

An der Straße südöstlich von Ettal sind spätglaziale Schmelzwasserschotter aufgeschlossen. Die Kiese sind sehr großkörnig und enthalten viel Blockwerk. Die Schichten fallen mit ca. 10° nach Osten ein.

17 Eurach

R 44 50700 / H 52 95000, Bl.-Nr. 8234 Penzberg
Höhe: 621 - 626 m NN

Ehemalige Kiesgrube von Obereurach

Unter dünner Grundmoränenbedeckung und 4 m mächtigen, z.T. konglomerierten Vorstoßschottern in Murnauer Fazies wurden ca. 20 m Seesedimente erbohrt, die nach BEUG (1979) und DEHM (1979) ins Riß/Würm-Interglazial zu stellen sind.

18 Feldkirchen

R 44 66800 / H 53 07550, Bl.-Nr. 8035 Sauerlach
Höhe: 680 - 700 m NN
Foto 12

Die Kiesgrube südöstlich von Feldkirchen (Fa. Haller) liegt in einem von ROTHPLETZ (1917: 181) und KNAUER (1931) als Endmoränenwall des Wolfratshauser Gletschers - Münsing-Icking-Phase - kartierten Quartärrücken. Neue Aufschlüsse zeigen jedoch einen deutlich anderen Aufbau und widerlegen die Ansicht eines Moränenwalles (SCHUMACHER 1981). Zuunterst sind stark gestauchte Sande und Kiese aufgeschlossen. Sie werden von geringmächtiger Grundmoräne überlagert, die zudem wegen starker Verwürgung mit den liegenden Feinsedimenten oft schlecht erkennbar ist. Das Hangende bilden horizontal geschichtete Schmelzwasserschotter, die nach SCHUMACHER (1981: 123) vom Reicherts-hauser Fluß auf Toteis abgelagert wurden.

An der Kiesgrubensohle wurden Reste eines wahrscheinlich Riß/Würm-interglazialen Bodens freigelegt.

19 Geltendorf

R 44 26650 / H 53 32200, Bl.-Nr. 7832 Türkenfeld
Höhe: 572 - 578 m NN

In der Kiesgrube westlich von Geltendorf sind 7-8 m Niederterrassenschotter aufgeschlossen. Sie lassen sich mit der äußeren Endmoränenlage des Loisachgletschers - Reichlinger Phase - verknüpfen.

20 Grainau

R 44 26700 / H 52 60825, Bl.-Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 790 m NN

Ein Wegenriß am Höhenwanderweg G5 nördlich Grainau schließt schluffige Grundmoräne auf.

21 Greiling

R 44 72400 / H 52 90850, Bl.-Nr. 8235 Bad Tölz
Höhe: 690 - 705 m NN

In der Kiesgrube südlich von Greiling sind stark sandige Kiese aufgeschlossen. Die ehemals als frühwürmglazial angesprochenen Sedimente (KALLENBACH 1964: 31) zeigen Toteisstrukturen und können ins Obere Würmglazial eingestuft werden. Wahrscheinlich handelt es sich um spätglaziale eisrandnahe Schmelzwasserschotter des Tölzer Gletschers.

22 Gries

R 44 14200 / H 52 53350, Bl.-Nr. 8531/8631 Zugspitze
Höhe: 1060 m NN

In einem Bachanriß südwestlich von Gries (bei Leremoos) ist stark von Lokalmaterial (Hauptdolomit, Plattenkalk, Allgäuschichten) geprägte, schluffige Moräne aufgeschlossen. Die Geschiebe sind deutlich gekritz.

23 Großweil

R 44 47050 / H 52 82750, Bl.-Nr. 8333 Murnau
Höhe: 616 - 635 m NN
Bohrprofil, Schwermineralzählung siehe Abb. 9

Im alten Bergwerksgelände von Großweil an der Lokalität "Am Tagebau" liegt unter würmglazialen Schottern ein knapp 4 m mächtiger Schieferkohlehorizont, der stellenweise aufgeschlossen ist. Zur weiteren Untersuchung wurde im Herbst 1984 vom Bayerischen Geologischen Landesamt (Bearbeitung JERZ) neuerlich eine Forschungsbohrung bis ins Liegende der Kohle niedergebracht.

Kurzprofil:

631.70 - 635 m NN	würmglazialer Schotter, an der Basis stark zer- setzt und kristallin frei
628 - 631.70 m NN	Riß/Würm-interglazialer Schieferkohlehorizont mit tonig-schluffigen Feinsedimenten
616 - 628 m NN	spätrißglaziale bis Riß/Würm-interglaziale schluff- fig-tonige Seeablagerungen mit Kieseinschaltungen

Die Schieferkohlen werden seit HELGA REICH (1953) aufgrund der thermophilen Pollenflora als Riß/Würm-Interglazial bis Frühwürm-Interstadial eingestuft. U/Th-Daten von VOGEL (zit. in JERZ & ULRICH 1983 a: 51) belegen ein Alter zwischen $116\,000 \pm 7\,800$ Jahren BP und $85\,900 \pm 6\,700$ Jahren BP. Neue palynologische Untersuchungen werden z.Z. von PESCHKE und paläomagnetische Messungen von PETERSEN (Inst. f. Geophysik, LMU München) durchgeführt.

24 Gstaig

R 44 45800 / H 52 81500, Bl.-Nr. 8333 Murnau

Höhe: 633 m - 672 m NN

Profil, Geröll- und Schwermineralzählung siehe Abb. 11, 24

Foto 9, 10

Kiesgrube Gstaig südwestlich der Autobahnanschlußstelle Murnau/Kochel Unter gering mächtiger Grundmoräne sind knapp 30 m würmglaziale Schotter aufgeschlossen, die bislang als "frühwürmglaziale Vorstoßschotter" zusammengefaßt wurden (DOBEN & FRANK 1984). Sedimentologische Untersuchungen lassen eine differenzierte Unterscheidung zu (Kap. 6). Das Liegende wurde durch eine Forschungsbohrung des Bayerischen Geologischen Landesamtes (Bearbeitung JERZ) im Herbst 1984 erkundet.

Kurzprofil:

658 - 672 m NN	kristallinreiche Vorstoßschotter des Loissachgletschers ("Murnauer Schotter"), horizontalgeschichtet
644 - 658 m NN	frühwürmglazialer Schotter, kristallinarm, kreuzgeschichtet, Zuordnung ins Mittlere Würm
643 - 644 m NN	Schieferkohle, Interstadial des Unteren Würm
635 - 643 m NN	kristallinarmer Schotter des Unteren Würm
633 - 635 m NN	rißglaziale Grundmoräne

Die Pollenanalysen werden z.Z. von PESCHKE, durchgeführt. Die Altersbestimmungen nach der U/Th-Methode führten aufgrund Uranauslaugung zu keinem Ergebnis (frdl. schriftl. Mitt. GEYH 1985).

25 Haarkirchen

R 44 54825 / H 53 16850, Bl.-Nr. 8034 Starnberg Süd

Höhe: 640 - 650 m NN

In der Kiesgrube östlich von Haarkirchen ist kiesreiche Moräne mit Vorstoßschottern im Liegenden und eisrandnahen Abschmelzschottern in seitlicher Verzahnung aufgeschlossen. Der Anteil an zentralalpinem Material beträgt 10 - 12 % und ist typisch für die Würmseegletscherzunge (Isargletscher).

26 Habach

R 44 47275 / H 52 88500, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf

Höhe: 628 - 642 m NN

Moränengliederung siehe Abb. 18

Alte, z.T. verfallene Kiesgrube an der Kratzl Mühle östlich Habach. In der Kiesgrube am Nordostrand der Murnauer Molasse-Mulde ist ein NNE-SSW-streichender Randmoränenwall des Loisachgletschers aufgeschlossen. Er wird von einem Schmelzwassertal umflossen, welches als Fortsetzung des Nachlsgrabens das Lothdorfer Becken entwässerte. Die spätglazialen Schotter gehören zur Antdorf-Iffeldorfer oder Penzberger Terrassenstufe, die beide an der Pforte nördlich von Habach wurzeln und zum Würmseebecken geschüttet wurden (TROLL 1937). Die Terrassenschotter (628 - 635 m) sind gut geschichtet und fallen mit ca. 10° nach NNE ein. Die Nähe zum Eisrand äußert sich in gekritzten Geschieben und eingeschotterten Riesenfindlingen.

Die Moräne besteht aus einem oberen "supraglacial melt-out till", der in einzigartiger Weise durch Riesenfindlinge (Größe: 4 x 3 x 2.5 m, Gewicht ca. 100 t) ausgezeichnet ist. Ein solcher Block zielt den Eingang des Bayerischen Geologischen Landesamtes in München. Darunter folgt ein "basal till", der in einen sehr feinkörnigen "lodgement till" und einen kiesreichen "basal melt-out till" gegliedert ist (Kap. 6.5.2.). Das Tiefste bilden schlecht sortierte, grobe Schotter, die einem Vorstoß- oder subglazialen Schotter entsprechen.

27 Habichau

R 44 68150 / H 52 97800, Bl.-Nr. 8135 Sachsenkam

Höhe: 660 - 670 m NN

In der kleinen Kiesgrube bei Habichau sind eisrandnahe Schmelzwasserbildungen aufgeschlossen, die mit 30-35° nach NW einfallen. Die Kies-Sand-Wechselagerungen sind schlecht sortiert, z.T. sehr schluffreich und weisen Verbiegungen und Sackungserscheinungen auf. Sie wurden vermutlich als Eisrandterrassensedimente in einem Zweigbecken des Wolfratshausener Zungenbeckens zwischen Toteis abgelagert (SCHUMACHER 1981: 149). Das Liegenden der Schotter bilden Grundmoränenreste.

28 Helfertsried

R 44 68625 / H 52 99150, Bl.-Nr. 8135 Sachsenkam

Höhe: 670 - 680 m NN

In mehreren großen Kiesgruben wird der Kamesrücken von Helfertsried abgetragen. Wie in Habichau sind hier Eisrandterrassenschotter aufgeschlossen, die beim Eiszerfall im Wolfratshausener Zungenbecken abgelagert wurden. Der untere Teil besteht aus fein- bis mittelkiesigen Deltaschottern ("foreset beds"), die mit 35° nach NW einfallen und deren Längsachsen in Transportrichtung eingeregelt sind. Dies ist nach SCHUMACHER (1981: 143) typisch für glazilimnische Sedimentation.

Darüber liegen horizontalgeschichtete Grobkiese mit Einregelung senkrecht zur Transportrichtung, die als glazifluvial gebildete "topset beds" anzusprechen sind.

29 Herrnhäusen

R 44 57275 / H 53 01750, Bl.-Nr. 8134 Königsdorf

Höhe: 617 - 631 m NN

In der z.T. verschütteten Kiesgrube von Unterherrnhäusen sind unter geringmächtiger Grundmoräne frühglaziale Schotter aufgeschlossen, die vermutlich ins Mittlere Würm zu stellen sind. Darunter liegen feinsandige bis schluffige Seesedimente, in denen ein bis zu 2 m mächtiger Schieferkohlehorizont erbohrt wurde (JERZ & ULRICH 1983 b: 104). In der Kiesgrube konnten nur die obersten 50 cm der Sande freigelegt werden. Sie enthielten Schalenreste einer "typischen Sumpflöbfauna ohne extrem kälteliebende Arten" (frdl. schriftl. Mitt. J. KOVANDA 1983). Die Pollenführung der Kohlen weist nach PESCHKE (1983 b) auf den Übergang einer Warmzeit zu zwei kühleren Interstadialen hin. Aus der Kenntnis der Geologie im Wolfratshausener Becken (JERZ 1979) kann der Kohlehorizont ins ausgehende Riß/Würm-Interglazial bis ins beginnende Frühwürm gestellt werden. Aus palynologischer Sicht scheint das Vorkommen jedoch älter zu sein (PESCHKE 1983 b).

Kurzprofil:

629 - 631 m NN	Grundmoräne
617 - 629 m NN	frühwürmglazialer Schotter (Mittleres Würm)
603 - 617 m NN	sandig-schluffige Seesedimente mit einem bis zu 2 m mächtigen Kohleflöz
600 - 603 m NN	Rißmoräne
583 - 600 m NN	sandiger Kies bis kiesiger Schluff
< 583 m NN	Tonmergel der Oberen Süßwassermolasse (Tertiär)

30 Höfen

R 44 59810 / H 52 95050, Bl.-Nr. 8234 Penzberg

Höhe: 625 - 637 m NN

In der rekultivierten, ehemaligen Kiesgrube von Höfen waren unter 3 m mächtiger Grundmoräne ca. 5 m frühglaziale Schotter aufgeschlossen. Darunter folgte ein 25 cm mächtiger Kohlehorizont mit einem 14C-Alter von > 65 000 Jahren (GROOTES 1977). Die Pollenführung weist auf eine geschlossene Waldvegetation hin und ist am ehesten mit dem Amersfoort-Interstadial (= Brørup I, Unteres Würm) zu korrelieren (PESCHKE 1983 a: 81). Unter der Schieferkohle wurden kristallinfreie Kiese und feinkörnige Seesedimente erbohrt (W. STEPHAN 1978: 133).

Kurzprofil:

634 - 637 m NN	Grundmoräne
625 - 634 m NN	frühwürmglazialer Schotter
624 - 625 m NN	sandige Schluiffe und Schieferkohle
601 - 624 m NN	Kies-Sand-Wechsellagerungen
<601 m NN	Molasse

31 Huglfing

R 44 36750 / H 52 92300, Bl.-Nr. 8232 Uffing

Höhe: 609 - 632 m NN

Geröllzählung siehe Abb. 13

In der Kiesgrube südlich der Bahnlinie bei Huglfing sind unter Grundmoränenbedeckung knapp 20 m Vorstoßschotter des Loisachgletschers aufgeschlossen. Die Längsachsen der Gerölle sind in E-W-Richtung senkrecht zur Transportrichtung eingeregelt. Die Schichtung ist in den unteren Lagen annähernd horizontal und fällt nur stellenweise schwach nach NW ($50^\circ/10^\circ$) ein. Zum Hangenden läßt die Schichtung nach, und die Sortierung wird schlechter. Auch fehlen die Sandbänke, die im Liegenden noch vorkommen. Infolge des Eisvorstoßes scheint die Sedimentationsgeschwindigkeit deutlich zu steigen. Der Kristallingehalt nimmt ebenfalls in charakteristischer Weise zu ($> 20\%$).

Frühwürmzeitliche Bildungen wie das von ROTHPLETZ (1917: 150) erwähnte "fossile Torflager...bei Huglfing...in einer M.H. von 610 m" konnten nicht nachgewiesen werden; jedoch wurde in den untersten Sandlagen der Schotter umgelagerte organische Substanz gefunden.

32 Jesenwang

R 44 36750 / H 53 36800, Bl.-Nr. 7832 Türkenfeld

Höhe: 554 - 560 m NN

Die Kiesgrube von St. Willibald liegt im Niederterrassenfeld von Jesenwang-Mammendorf, welches an den Endmoränen der Reichlinger Phase wurzelt. Die Schotter sind von Moräne unterlagert, die dem äußersten, vorgeschobenen Rand des Loisachgletschers zugeordnet wird (GROTTENTHALER 1980: 28).

33 Königsdorf

R 44 60700 / H 52 97125, Bl.-Nr. 8134 Königsdorf

Höhe: 617 - 632 m NN

Das Drumlinfeld südlich von Königsdorf (JERZ 1969) ist in mehreren Kiesgruben aufgeschlossen. Unter geringmächtiger Grundmoräne liegen ca. 10-14 m kristallinarme Schotter, die mit den frühglazialen Sedimenten von Herrnhausen und Höfen korreliert und ins Mittlere Würm gestellt werden können (Kap 6.4.2).

34 Kramerlaine

R 44 26800 / H 52 61325, Bl.-Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 870 m NN

Östlich der Kramerlaine war in mehreren Weganrissen und in einer alten Forstkiesgrube Grundmoräne aufgeschlossen, die hier größtenteils aus Hauptdolomitgeschieben besteht.

35 Kranzbach

R 44 41075 / H 52 59400, Bl.-Nr. 8533/8633 Mittenwald
Höhe: 990 m NN

Unterhalb des Schlosses Kranzbach an der Südseite des Bachlaufes sind spätglaziale, eisrandnahe Schmelzwasserschotter aufgeschlossen, die von ULLSPERGER (1983: 22) als "Obere Kranzbachschotter" beschrieben und kartiert worden sind. Die Sand-Kies-Wechselagerungen stehen steil bis senkrecht, sind stark verbogen, schlecht sortiert und äußerst schluffreich. Sie wurden vermutlich glazifluviatil bis glazilimnisch zwischen Toteis abgelagert.

36 Krottenthal

R 44 78800 / H 52 95200, Bl.-Nr. 8136 Holzkirchen
Höhe: 748 - 760 m NN

In der Kiesgrube südlich Krottenthal sind 12 m mächtige, sandige Kiese aufgeschlossen, die als Vorstoßschotter des Tölzer Gletschers angesprochen werden können. Das Vorkommen von gekritzten Geschieben in den oberen Schotterpartien weist auf die zunehmende Eisnähe hin.

37 Marnbach

R 44 39250 / H 52 99125, Bl.-Nr. 8133 Seeshaupt
Höhe: 608 m NN

Die alte verfallene Kiesgrube nordwestlich von Marnbach gibt einen weiteren Einblick in die spätglazialen Schmelzwassersedimente des Loisachgletschers. Die Entwässerung erfolgte in zentrifugaler Richtung über Deutenhausen zum Ammerseebecken. Die Schotter haben hier sehr eisrandnahen Charakter. Hoher Feinkornanteil und gekritzte Geschiebe lassen den Einfluß der im Westen aufragenden Moränenwälle deutlich erkennen.

38 Nassereith

R 44 12300 / H 52 40500, Bl.-Nr. C 8730 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 835 - 850 m NN

Kiesgrube südlich Nassereith an der Straße nach Telfs

Den westlichen Aufschlußbereich bilden spätglaziale Schmelzwasserse-
dimente bestehend aus gut geschichteten Sand-Kies-Wechselagerungen.
Die Feinsedimente enthalten Horizonte mit zusammengeschwemmten Holz-
und Kohlestückchen sowie Schalenresten. Die Sedimente im östlichen
Kiesgrubenteil bestehen zumindest z.T. aus Moränenmaterial. Es scheint
jedoch aufgrund von Hangrutschungen zu einer Vermischung mit Berg-
sturzmaterial gekommen zu sein.

39 Neufahrn

R 44 55700 / H 53 18900, Bl.-Nr. 7934 Starnberg Nord

Höhe: 624 - 635 m NN

Die alte, z.T. mit Bauschutt verfüllte Kiesgrube zwischen Wangen und
Neufahrn gewährt Einblick in den äußeren Endmoränenwall - Hanfelder
Phase - des Würmseegletschers, in der Nähe eines ehemaligen Glet-
schertores. Von hier flossen die Schmelzwässer durch das Wangener Tal
in zentrifugaler Richtung ab (SCHUMACHER 1981: 32).

Der Endmoränenwall besteht im Inneren und in den oberen Partien aus
unsortiertem, ungeschichteten, schluffigen Moränenmaterial, welches
nach Norden zum Außenrand in schlecht geschichtete Schotter übergeht.
Die Schotter fallen mit 10-20° nach NNW vom Eisrand weg und sind ein
schönes Beispiel für einen sog. "Übergangskegel" (DU PASQUIER, zit.
in PENCK 1901: 17), der vom Endmoränenwall zur Niederterrasse über-
leitet (Abb. 19). Im Liegenden der hochglazialen Sedimente wurden
Reste eines vermutlich Riß/Würm-interglazialen Bodens gefunden, der
sich auf älterer Moräne entwickelt (Riß) hat.

40 Oberwarngau

R 44 79200 / H 53 00200, Bl.-Nr. 8136 Holzkirchen

Höhe: 714 - 720 m NN

In einem kleinen Aufschluß im äußeren Endmoränenwall des Tölzer
Gletschers - "Hartpennig-Höllersberger-Wallgruppe" (KALLENBACH 1964:
37) - ist schluffig-kiesige Moräne aufgeschlossen, die nach außen in
schlecht geschichtete Schotter übergeht.

41 Obtarrenz

R 44 06400 / H 52 38700, Bl.-Nr. C 8730 Garmisch-Partenkirchen

Höhe: 1050 m NN

Westlich von Obtarrenz in der Nähe der Tennisplätze befinden sich
zwei kleine E-W-streichende Moränenwälle, die in einem Bachbett auf-
geschlossen sind.

42 Osterwarngau

R 44 79700 / H 53 00100, Bl.-Nr. 8136 Holzkirchen
Höhe: 715 - 722 m NN

Die Kiesgrube befindet sich im äußeren Endmoränenwall des Tölzer Gletschers in unmittelbarer Nähe von Oberwarngau.

43 Pähl

R 44 37250 / H 53 05900, Bl.-Nr. 8132 Weilheim
Höhe: 550 - 557 m NN

In der Kiesgrube zwischen Pähl und Wielenbach sind Kies-Sand-Wechselfolgen als Deltabildungen aufgeschlossen, die aus 2 m mächtigen topset beds im Hangenden und 3 - 4 m mächtigen foreset beds im Liegenden bestehen. Die Deltaschichtung der unteren Schotter fällt mit ca. 25° nach NNW ein. Die topset beds setzen in ca. 553 m NN ein und belegen eine entsprechende Seespiegelhöhe. Einige Gerölle in den foreset beds sind schwach gekritzelt. Während der Deltaschüttung war das Ammerseebecken vermutlich eisfrei; Toteisstrukturen wurden nicht beobachtet. Auf das Vorkommen mehrerer Deltas am Süden des Ammerseebeckens wies bereits AIGNER (1913: 105) hin; er stellt sie ins Postglazial. Die Verlandung des Ammersees dürfte aber schon im Spätglazial begonnen haben.

44 Pürgen

R 44 20375 / H 53 20200, Bl.-Nr. 7931 Landsberg
Höhe: 638 - 646 m NN

Zwischen Lengenfeld und Pürgen sind in einigen Kiesgruben Schotter aufgeschlossen, die von Schmelzwässern des Loisachgletschers während der Reichlinger Phase abgelagert wurden. Das periphere Schmelzwasser-tal läßt sich über Penzing bis Untermühlhausen verfolgen (DIEZ 1973). Die Schmelzwassersedimente sind in ihrer Ausbildung mit den Niederterrassenschottern von Geltendorf vergleichbar.

45 Reichersbeuern

R 44 74150 / H 52 92550, Bl.-Nr. 8235 Bad Tölz
Höhe: 744 - 748 m NN

In der Kiesgrube zwischen Waakirchen und Reichersbeuern sind Vorstoßschotter des Tölzer Gletschers aufgeschlossen. Sie können mit den Vorkommen von Krottenthal und Waakirchen korreliert werden.

46 Reindlau

R 44 37800 / H 52 51125, Bl.-Nr. L 8532 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 1125 m NN

Im Leutaschtal beim Weiler Reindlau sind spätglaziale Moränenwälle erhalten (SCHNEIDER 1953). Der innere Moränenwall besteht aus Lokalmaterial mit jurassischen Kalk- und Kieselkalkgeschieben und einzelnen Kreidekomponenten. Kristallines Material und Hauptdolomit kommen mit weniger als 1% vor. Der Gletscher kam vermutlich aus dem Gaistal. Ob es sich um Rückzugsbildungen nach der Bühl-Phase oder um Vorstoßbildungen des Mittleren Spätglazials (Gschnitz- und Steinach-Phase) handelt, kann nicht beantwortet werden. Ein Lokalgletschervorstoß aus dem Puitental ist aufgrund des fehlenden Einzugsgebiet unwahrscheinlich.

47 Schwaiganger

R 44 43200 / H 52 81000, Bl.-Nr. 8333 Murnau
Höhe: 531 - 658 m NN
Profil, Geröll- und Schwermineralzählung siehe Abb. 8, 10
Foto 2, 5, 6, 11

Die ehemalige Kiesgrube der Fa. LUTZ-PECH, seit Ende 1982 Mülldeponie, war lange Zeit einer der bedeutendsten Quartäraufschlüsse im Alpenvorland. Unter Grundmoräne und teils konglomerierten Vorstoßschottern des Loisachgletschers war eine Serie frühwürmzeitlicher Sedimente aufgeschlossen, die in zwei Horizonten Schieferkohle enthielt (W.STEPHAN 1970; JERZ, STEPHAN & ULRICH 1978; JERZ & ULRICH 1983 a). In mehreren Forschungsbohrungen wurde die Verbreitung der Kohlehorizonte und das Liegende der frühglazialen Serie untersucht. Die tiefste Forschungsbohrung (Bayerisches Geologisches Landesamt 1980) erreichte nach 99 m eine Endteufe von 531.30 m NN. Es wurden knapp 60 m spätrißzeitliche, glazilimnische Sedimente und ein mächtiger Moränenkomplex erbohrt (JERZ & ULRICH 1983 a).

Kurzprofil:

660 - 662 m NN	Grundmoräne, Oberes Würm
650 - 660 m NN	Vorstoßschotter, Oberes Würm
645 - 650 m NN	obere Schieferkohleserie, Mittleres Würm
637 - 645 m NN	kristallinfreier, z.T. zersetzter Schotter Unteres Würm
635 - 637 m NN	untere Schieferkohleserie, ausgehendes Riß/ Würm-Interglazial bis Unteres Würm
628 - 635 m NN	kristallinführender Schotter mit Schluffgeröllen, Spätriß
570 - 628 m NN	glazilimnische Sedimente mit Eisdrift- geschieben, Spätrißglazial
531 - 570 m NN	Moränenkomplex, Rißglazial

Die Pollenführung der unteren Schieferkohleserie zeigt einen Fichten-Tannenwald mit wenig thermophilen Laubgehölzen und weist auf ein ausgehendes Interglazial (PESCHKE 1983 a, c) hin. Die Mollusken derselben Einheit gehören hingegen zu einer warmzeitlichen, hochinterglazialen Fauna einer Laubwaldvegetation (KOVANDA 1983). Die obere Schieferkohleserie weist von der Pollenführung auf kühle klimatische Verhältnisse mit einem Kiefern-Fichtenwald hin (PESCHKE 1983 a, c). Für den oberen Schieferkohlehorizont werden 14C-Daten von ca. 41 000 Jahren BP angegeben. Der untere Horizont ergab ein Alter von >60 000 Jahren BP. Neue U/Th-Datierungen scheinen die endlichen 14C-Alter zu bestätigen (GEYH, frdl. schriftl. Mitt., 1985)

48 Schwaigwall

R 44 58125 / H 53 03175, Bl.-Nr. 8134 Königsdorf
Höhe: 593 - 600 m NN

Die Kiesgrube westlich von Schwaigwall liegt im Grundmoränengebiet der ehemaligen Wolfratshausener Gletscherzunge. Die Moräne ist hier ca. 3 m mächtig und wird von geschichteten Schottern unterlagert. In die Kiese sind Sandbänken eingeschaltet, die Schalenreste und Baumnadeln enthalten. Ob es sich um Vorstoßschotter oder um frühwürmglaziale Bildungen als Äquivalent zu den Schottern von Herrnhausen, Höfen und Königsdorf handelt, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

49 Schönwag

R 44 27850 / H 53 03000, Bl.-Nr. 8132 Weilheim
Höhe: 738 m NN

An der Straße St. Leonhard - Zellsee befindet sich ein Aufschluß in einem Moränenwall der Wessobrunner Phase. Die Moräne ist sandig-schluffig ausgebildet, sehr dicht und führt massenhaft gekritzte Geschiebe. Die größten Blöcke erreichen eine Kantenlänge von 1 m. Der Kristallingehalt ist hier am Westrand des Loisachgletschers durch Lokalmaterial aus dem Ammergebiet sehr stark verdünnt.

50 Seebensee

R 44 21100 / H 52 49100, Bl.-Nr. C 8730 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 1770 m NN

Oberhalb des Seebensees am Weg zur Coburger Hütte befindet sich ein kleiner Aufschluß in Grundmoräne. Nur vereinzelt treten kristalline Geschiebe auf, die Hauptanteil besteht aus Wettersteinkalk.

51 Seeshaupt

R 44 46750 / H 52 97450, Bl.-Nr. 8133 Seeshaupt
Höhe: 591 - 605 m NN
Foto 13-18

In der Kiesgrube (Fa.FICHTEL) südwestlich von Seeshaupt sind eisrandnahe Schmelzwassersedimente aufgeschlossen, die erstmals von ROTH-PLETZ (1917) eingehend beschrieben wurden. Die Sedimentabfolge beginnt mit nach NW einfallenden Deltaschichten, foreset beds ($10-40^\circ/25-40^\circ$), die von horizontal geschichteten Schottern und Sanden überlagert werden. In die lopset beds sind "Moränenfetzen" eingelagert, die man mit dem Phänomen "flow till" oder Solifluktionsmoräne beschreiben könnte (EHLERS & STEPHAN 1983: 239). In Verzahnung mit den Deltaschichten treten glazilimnische Schmelzwassersande mit Kreuz- und Rippelschichtung auf. Das Neben- und Übereinander von glazialen, fluvio-glazialen und glazilimnischen Bildungen gilt als typische Erscheinung für den Übergangsbereich zwischen stagnierendem Eisrand und vorgelagertem Gletschersee (EHLERS & STEPHAN 1983). Die Schmelzwassersedimente sind während der Weilheimer Phase entstanden, als der Würmseegletscher bis zum Südrand seines Zungenbeckens abgeschmolzen war. Das Geröllspektrum ist typisch für den Würmseegletscher und unterscheidet sich von den jüngeren Schmelzwassersedimenten des Loirschgletschers (Antdorf-Iffeldorfer Terrassenstufe) durch geringeren Kristallinanteil (ca. 6%). Bemerkenswert ist das Vorkommen von Schieferkohlegeröll, die nach PESCHKE (frdl. schriftl. Mitt., 1982) aus der Schattholzphase des letzten Interglazials stammen. Das Anstehende ist wahrscheinlich in der Gegend von Eurach oder Großweil zu suchen.

52 Sindelsdorf

R 44 49325 / H 52 87425, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf
Höhe: 620 - 635 m NN
Geröll- und Schwermineralzählung siehe Abb. 23

In der Kiesgrube südwestlich Sindelsdorf sind spätglaziale Schmelzwasserschotter des Loirschgletschers (Weilheimer Phase) aufgeschlossen. Die unteren Sand-Kies-Wechselagerungen fallen mit $25-30^\circ$ nach NNW ein und werden von nur flach geneigten sandigen Schottern überlagert. Vermutlich handelt es sich um eine eisrandnahe Deltabildung in einer Schmelzwasser Rinne zwischen Murnauer Molasse im Westen und Isargletscher im Osten. Die Entwässerung erfolgte zu dieser Zeit noch zum Würmseebcken.

53 Spatzhausen

a) R 44 40500 / H 52 87800, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf
Höhe: 662 - 670 m NN
Foto 3

In der neuen Kiesgrube der Fa. R. SCHULZ, nördlich von Spatzenhäusen, sind Vorstoßschotter des Loisachgletschers aufgeschlossen. Sie sind in Murnauer Fazies ausgebildet; der Kristallinegehalt nimmt in charakteristischer Weise nach oben zu. Im Hangenden der Vorstoßschotter, unter geringer Grundmoränenbedeckung, befindet sich eine ca. 1.0 - 1.4 m mächtige Schluff-Sandfolge, die im mittleren Teil aus 20 cm gelbbraunem, entkalkten Lehm besteht. Es handelt sich um eine nur schwache Bodenbildung (JERZ, fndl. schriftl. Mitt., 1985), die nicht mit den früher beschriebenen Böden aus dem Raum Riegsee - Spatzenhäusen - Obersöcking (KRAUS 1955) verglichen werden kann. Die Genese des Verwitterungshorizontes muß noch geklärt werden. Die pedologischen Analysen wurden im Bayerischen Geologischen Landesamt durchgeführt.

Kurzprofil

ca. 1 m Grundmoräne

20 cm	Fein- bis Mittelsand, weiß, 27.4% CaCO ₃
20 cm	Schluff bis Feinsand, gelbbraun, entkalkt, Bt-Horizont, 7.3% CaCO ₃
10-40 cm	Schluff
60 cm	Fein- bis Mittelsand mit Geröllen, kalkig, 33.3% CaCO ₃
6 m	Murnauer Schotter

b) R 44 41250 / H 52 87625, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf
Höhe: 670 - 675 m NN

In der Kiesgrube der Münchner Asphaltwerke östlich von Spatzenhäusen ist über Vorstoßschottern mehrere Meter mächtige, schluffreiche und sehr dichte Grundmoräne aufgeschlossen.

54 Spornritt

R 44 42350 / H 53 13600, Bl.-Nr. 8033 Tutzing
Höhe: 694 - 700 m NN

Die kleine Kiesgrube nördlich von Machtilfing liegt im Grenzbereich zwischen der Ammersee- und Würmseegletscherzunge. Aufgeschlossen sind stark gestauchte, z.T. senkrecht stehende Kies-Sand-Wechselagerungen, die von Moräne überlagert werden. Die Schotter enthalten grobe Blocklagen mit gekritzten Geschieben und werden als Vorstoßschotter gedeutet.

55 Sufferloh

R 44 77150 / H 53 01500, Bl.-Nr. 8136 Holzkirchen
Höhe: 712 - 716 m NN

Die Kiesgrube südwestlich von Sufferloh liegt im äußeren Endmoränenwall des Tölzer Gletschers. Form und Ausbildung der Moräne sind mit den Vorkommen von Ober- und Osterwarngau vergleichbar.

56 Taufkirchen

R 44 70625 / H 53 24225, Bl.-Nr. 7935 München Solln

Höhe: 542 - 563 m NN

Profil und Geröllzählung siehe Abb. 29

Die Kiesgrube zwischen Taufkirchen und Unterhaching gewährt Einblick in den Aufbau der Münchener Schotterebene (PENCK 1901: 58). Der Schotterkomplex ist im wesentlichen dreigeteilt:

An der Basis liegen 8 - 9 m Deckenschotter, die in ihren obersten Partien stark verfestigt sind. Sie werden von einem ca. 8 m mächtigen Hochterrassenschotter überlagert, der aufgrund von Bodenresten vom hangenden Niederterrassenschotter eindeutig getrennt werden kann. Innerhalb der Hochterrassenschotter kommen Sand-Schluffbänke mit einer kälteliebenden Lößfauna vor (KOVANDA, fädl. schriftl. Mitt., 1983). Die 6 - 7 m mächtigen Niederterrassenschotter wurden von Schmelzwässern abgelagert, die durch das Gleiß- und Hachinger Tal zentrifugal von der Egling-Deininger Gletscherzunge nach Norden flossen. Sie lassen sich mit der äußeren Eisrandlage - Hohenschäftlarnner Phase - verknüpfen (TROLL 1926, SCHUMACHER 1981).

Die Deckenschotter bestehen im unteren Teil aus kristallinarmer bis -freien Schottern mit Sand-Schluffhorizonten. Sie enthalten eine Lößfauna, in der vereinzelt Exemplare einer Laubwaldgemeinschaft vorkommen (KOVANDA, fädl. mündl. Mitt., 1983). Die oberen Meter der Deckenschotter sind fossilieer und durch zunehmenden Kristallinegehalt gekennzeichnet. Bereits ROTHPLETZ (1917: 124) wies bei der Beschreibung der Deckenschotter von Arget südlich Sauerlach auf ein "Lehmlager mit Versteinerungen" hin, die ein gemäßigtes Klima mit lichte Laubwald anzeigen.

57 Thaining

R 44 22600 / H 53 14475, Bl.-Nr. 8031 Denklingen

Höhe: 690 - 700 m NN

In der Kiesgrube südlich von Thaining sind eisrandnahe Schmelzwasserschotter des Loisachgletschers aufgeschlossen, die sich von der St.Ottilien-Phase ableiten lassen (DIEZ 1973). Das Schmelzwassertal mündet in die periphere Rinne von Lengenfeld-Pürgern, die seit der Reichlinger Phase als Abflußrinne diente.

GROBSEDIMENTANALYSE TAUFKIRCHEN (56)

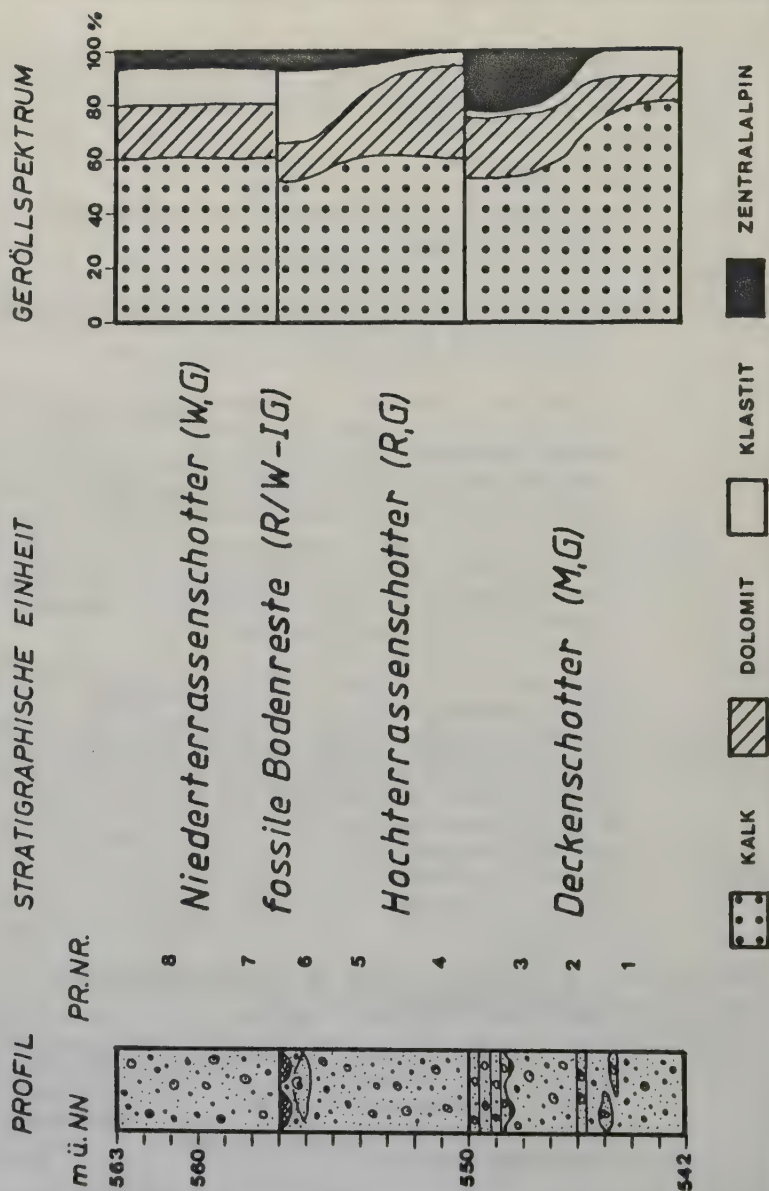


Abb. 29: Profil und Geröllspektrum der Schotter von Taufkirchen

58 Türkenfeld

R 44 33000 / H 53 31300, Bl.-Nr. 7832 Türkenfeld
Höhe: 597 - 600 m NN

Die Kiesgrube nordöstlich von Türkenfeld befindet sich im äußeren Moränenwall des Loisachgletschers und liegt in gleicher Position wie das Vorkommen von Brandenburg. Trotzdem unterscheiden sich beide Moränen sedimentpetrographisch deutlich voneinander: Die Moräne von Türkenfeld ist schluffreicher, dichter und enthält mit 7% Kristallin nur die Hälfte des Anteils von Brandenburg. Außerdem ist die Rundung um 10% schlechter. Ähnliche Unterschiede bestehen auch bei den mit den Endmoränen verknüpften Niederterrassenschottern.

59 Unterhirschberg

R 44 39550 / H 53 06600, Bl.-Nr. 8033 Tutzing
Höhe: 595 m NN

An der Straße von Unterhirschberg nach Röhlberg ist Grundmoräne des Loisachgletschers aufgeschlossen. Die Kristallingehalte liegen mit 8% deutlich niedriger als im zentralen Gletscherbereich.

60 Unterweidach

R 44 37100 / H 52 47000, Bl.-Nr. C 8730 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 1150 m NN

An der Straße von Seefeld nach Leutasch sind bei Unterweidach NNE-SSW verlaufende Moränenwälle aufgeschlossen. Das Material ist sehr dicht und schluffreich wie es eher für Grundmoränen typisch ist. Die Komponenten bestehen zu 90% aus Hauptdolomit und zu 10% aus Kristallin; Kalk kommt nur selten vor. Wahrscheinlich handelt es sich um Randmoränen eines spätglazialen Gletschervorstoßes, der noch Verbindung mit dem Ferneis hatte und der der Bühl-Phase (Älteres Spätglazial) im Innthal bei Kirchbichl entsprechen könnte.

61 Utting

R 44 32000 / H 53 20700, Bl.-Nr. 7932 Utting
Höhe: 567 - 572 m NN

Bei Utting sind horizontal geschichtete, spätglaziale Schmelzwasserschotter aufgeschlossen, die als Lopset beds eines Deltas am Westrand des Ammerseebeckens anzusprechen sind. In ihrer Zusammensetzung unterscheiden sie sich jedoch auffallend von den Deltabildungen zwischen Pähl und Wielenbach: Bei annähernd gleichen Kristallingehalten von ca. 8% führen die Sedimente von Utting zwischen 15 - 20% Tertiärkomponenten.

62 Waakirchen

R 44 76000 / H 52 93300, Bl.-Nr. 8236 Tegernsee
Höhe: 752 - 765 m NN

In der neuen Kiesgrube südlich von Waakirchen sind Vorstoßschotter des Tölzer Gletschers aufgeschlossen. Die Sedimente sind mit denen von Krottenthal und Reichersbeuern vergleichbar.

63 Walchensee

R 44 48450 / H 52 72000, Bl.-Nr. 8433 Eschenlohe
Höhe: 802 - 809 m NN

In einer kleinen Kiesgrube auf der Halbinsel Zwergern beim Campingplatz ist 2 - 3 m mächtige Grundmoräne des Isargletschers aufgeschlossen. Sie überlagert diskordant einen Schuttfächer aus Lokalmaterial, der wahrscheinlich auf Eis oder im Wasser abgelagert wurde. Die nach Süden einfallenden Schichten sind verbogen und weisen Rutschungs- und Sackungserscheinungen auf. Um eine Lokalmoräne, wie anfangs angenommen (DREESBACH 1982), scheint es sich nicht zu handeln. Damit fehlt auch in den alpinen Tälern ein Hinweis auf einen selbständigen Vorstoß von Lokaleis bevor das Ferneis die Transfluenzpässe überschritt.

64 Waltersberg

R 44 39600 / H 52 85750, Bl.-Nr. 8233 Iffeldorf
Höhe: 655 - 678 m NN
Geröllzählung siehe Abb. 13
Foto 4

Zwischen Rieg- und Staffelsee werden in einer großen Kiesgrube über 20 m mächtige Vorstoßschotter des Loisachgletschers (Murnauer Schotter) abgebaut. Der Kristallinegehalt steigt von 5% auf 30%. Liegende kristallinarmer bis -freie Schotter sind nicht aufgeschlossen.

65 Weidenhof

R 44 37425 / H 52 90550, Bl.-Nr. 8232 Uffing
Höhe: 650 - 660 m NN

Südlich von Huglfing ist ca. 5 m mächtige, sehr dichte Grundmoräne aufgeschlossen.

66 Weisland

R 44 16620 / H 52 42100, Bl.-Nr. C 8730 Garmisch-Partenkirchen
Höhe: 1180 m NN

Nördlich von Weisland, ca. 2 km östlich von Nassereith befindet sich am Marienbergbach ein Moränenaufschluß. Mit 50% Kristallinanteil ist hier der Einfluß des Innegletschers besonders auffällig.

67 Wengwies

R 44 41625 / H 52 72950, Bl.-Nr. 8433 Eschenlohe
Höhe: 830 m NN

In der verfallenen Kiesgrube östlich Wengwies ist Grundmoräne aufgeschlossen, die vorwiegend aus Lokalmaterial (Hauptdolomit, Plattenkalk) besteht. Wettersteinkalk und kristallines Material kommen nur sehr selten vor.

68 Wieling

R 44 44775 / H 53 12550, Bl.-Nr. 8033 Tutzing
Höhe: 649 - 660 m NN

In der Kiesgrube zwischen Wieling und Traubing sind hochglaziale Schmelzwasserbildungen des Würmseegletschers über Grundmoräne aufgeschlossen. Die Schotter sind schlecht sortiert, haben einen hohen Feinkornanteil und enthalten deutlich gekritzte Geschiebe. In ihrer Zusammensetzung entsprechen sie dem Moränenmaterial im Liegenden. Die Schotter wurden in einem hochglazialen, peripheren Schmelzwassertal während des Eisrückzugs zwischen der Traubinger und der Söckinger Endmoräne (ROTHPLETZ 1917: 178) abgelagert.

Nachtrag:

69 Aidenried

R 44 37000 / H 53 128000, Bl.-Nr. 8032 Dießen
Höhe: 548 - 570 m NN

In der Kiesgrube nördlich von Aidenried, am Südostrand des Ammersees, sind unter 1-4 m mächtiger Grundmoränenbedeckung knapp 20 m Vorstoßschotter des Loisachgletschers aufgeschlossen. Aufgrund der hohen Kristallingehalte (23%) können die Schotter als nördliche Fortsetzung der Murnauer Schotter angesprochen werden. Sie sind im Liegenden der Moräne z.T. konglomeriert.

Fotos



Foto 1: Breinetsrieder Quartärrücken; Schieferkohle aus dem Mittleren Würm wird von Vorstoßschottern des Loisachgletschers überlagert. (Aufnahme: H. JERZ)

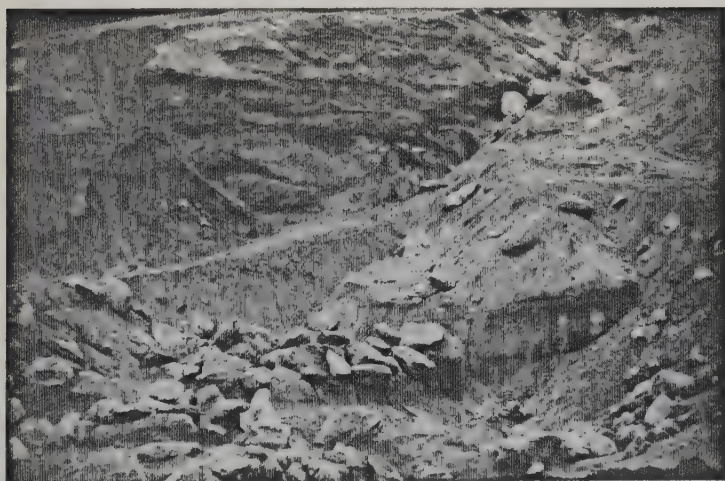


Foto 2: Untere und Obere Schieferkohleserie von Schwaiganger aus der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH. Der Abstand der Flöze beträgt ca. 10 m. (Aufnahme H. FRANK)



Foto 3: In der Kiesgrube nördlich von Spatzhausen ist auf den Murnauer Schottern eine schwache Bodenbildung erkennbar.



Foto 4: Die Kiesgrube von Waltersberg zwischen Rieg- und Staffelsee ist einer der größten Abbaue in den Murnauer Schottern (hier >25 m).

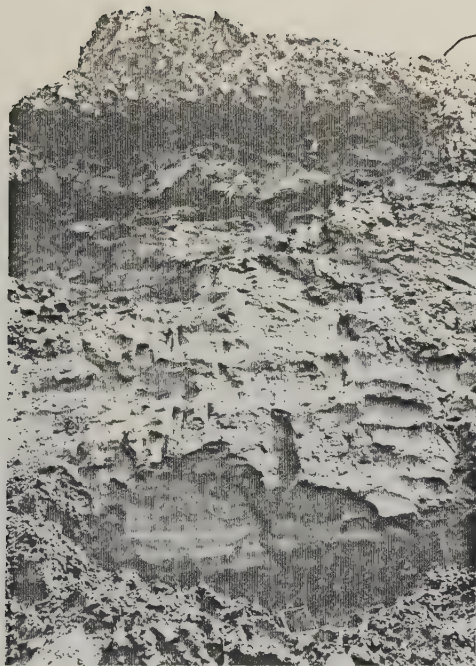


Foto 5: Untere Schieferkohleserie von Schwaiganger aus der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH: Die hier ca. 130 cm mächtige Serie besteht von unten nach oben aus hellem feinsandigen Schluff (90 cm), Kohleton mit gut erhaltenen interglazialen Mollusken (20 cm) und Schieferkohle (20 cm) des Unteren Würm.



Foto 6: Fossile Hölzer aus der Oberen Schieferkohleserie (beginnendes Mittlere Würm) von Schwaiganger (ehemalige Kiesgrube LUTZ-PECH)

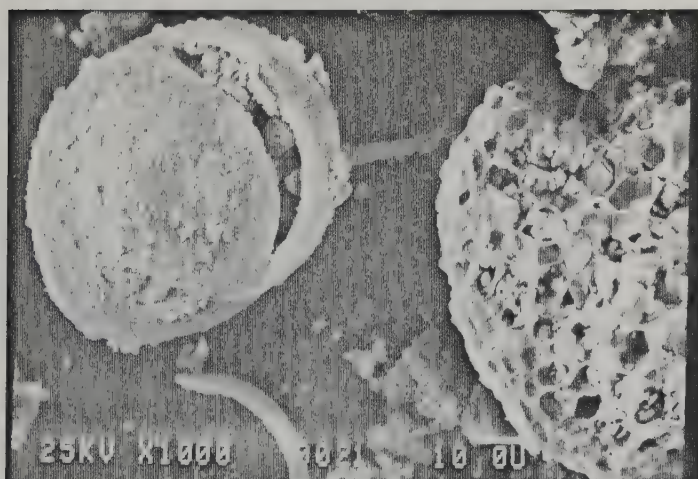
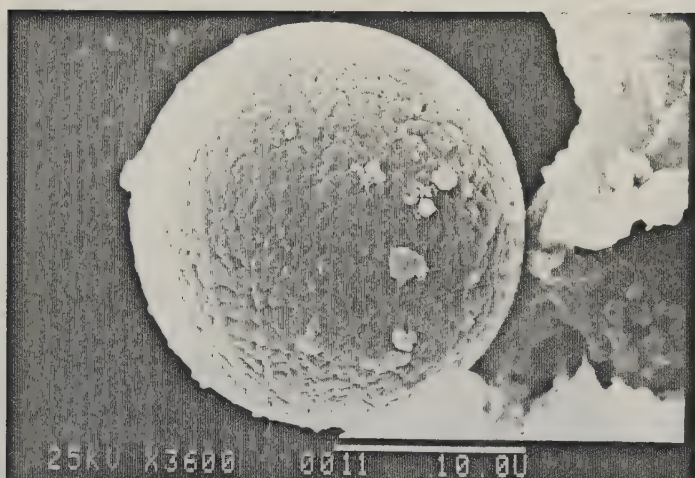


Foto 7, 8: Die rasterelektronen-mikroskopischen Aufnahmen (Dr. VALY) zeigen kleine Kugeln aus den Rib/Würm-interglazialen und Frühwürm-interstadialen Ablagerungen von Samerberg (ROLF 1985). Solche Kugeln wurden auch in den organischen Sedimenten von Großweil, Gstaig und Schwaiganger beobachtet. Wahrscheinlich handelt es sich um pyritisierte Kieselorganismen mit Wabenstruktur und Schalenaufbau (im unteren Foto Komplexon und NaOH behandelt).



Foto 9, 10: Stereoskopische Aufnahme (Dr. MÜNZER) aus der Kiesgrube Gstaig. (NO-Wand): Die Grenze zwischen den hochglazialen Vorstoßschottern (oberes Würm) und den fluviatilen Schottern (Mittleres Würm) verläuft unterhalb der mittleren weißen Markierung und ist an dem Wechsel zwischen der Schrägschichtung (unten) und der horizontalen Schichtung (oben) erkennbar.



Foto 11: Lagenweise konglomerierte Vorstoßschotter des Loisachgletschers, "Murnauer Schotter", aus der ehemaligen Kiesgrube LUTZ-PECH bei Schwaiganger



Foto 12: Feldkirchen, Kiesgrube Haller: Eisrandnahe Schmelzwasserschotter mit eisgeformten (ice shaped) Geschieben (ϕ ca. 20 cm) im Hangenden der Grundmoräne



Foto 13, 14: Schluffige und schluffig-kiesige Moräne auf schrägeschichteten, eisrandnahen Schmelzwasserschottern (Deltabildung) am Südrand des Würmsees bei Seeshaupt

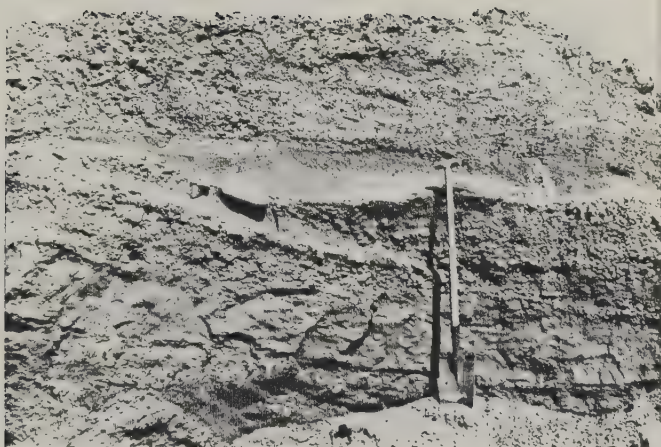


Foto 15, 16: Seeshaupt, Kiesgrube Fichtel: Schmelzwassersande mit Rippelschichtung (ripple-bedded meltwater sands) auf Schmelzwasserschottern und Moräne



Foto 17: Seeshaupt, Kiesgrube Fichtel: Schmelzwassersande mit Schräg- und Rippelschichtung (cross- and ripple-bedded meltwater sands)



Foto 18: Seeshaupt, Kiesgrube Fichtel: Die Moräne ist von kleinen Rinnen durchzogen, die mit Schmelzwasserschottern und Sanden gefüllt sind.

LEBENS LAUF

30. 5. 1957 Geburt als zweites Kind des Architekten
Günther Dreesbach und seiner Ehefrau
Roswitha, geb. Schmitt, in Düsseldorf
- 1962 - 1967 Besuch der Volksschule
- 1967 - 1976 Besuch des mathematisch-naturwissen-
schaftlichen Luisengymnasiums
in Düsseldorf
1. 6. 1976 Abschluß mit dem Zeugnis der Reife
1. 10. 1976 Aufnahme des Studiums der Geologie an
der Technischen Universität in München
9. 5. 1978 Diplom-Vorprüfung
7. 5. 1982 Diplom-Hauptprüfung
- Juli 1982 Wissenschaftliche Mitarbeiterin von Herrn
 - Mai 1985 Dr. H. Jerz am Bayerischen Geologischen
 Landesamt für die Deutsche Forschungs-
 gemeinschaft
1. 10. 1982 Aufnahme des Promotionsstudiums
Petrographie (Mineralogie) an der
Ludwig-Maximilians-Universität München
- seit 1982 Arbeit an der vorliegenden Dissertation

